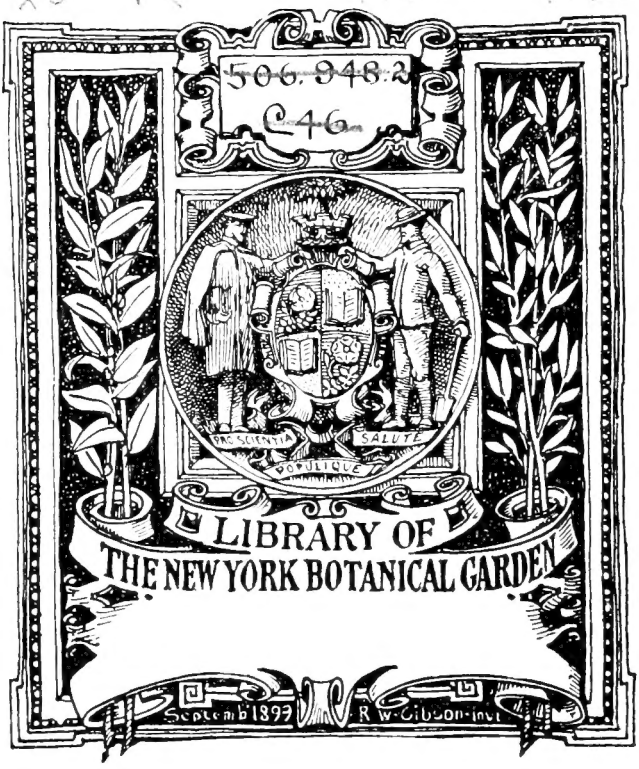
XS 1899 PT. 2

506.948.2
C46

PRO SCIENTIA POPULIQUE SALUTE

LIBRARY OF
THE NEW YORK BOTANICAL GARDEN

Septemb 1899 R W Gibson inv



SKRIFTER

UTGIT AV

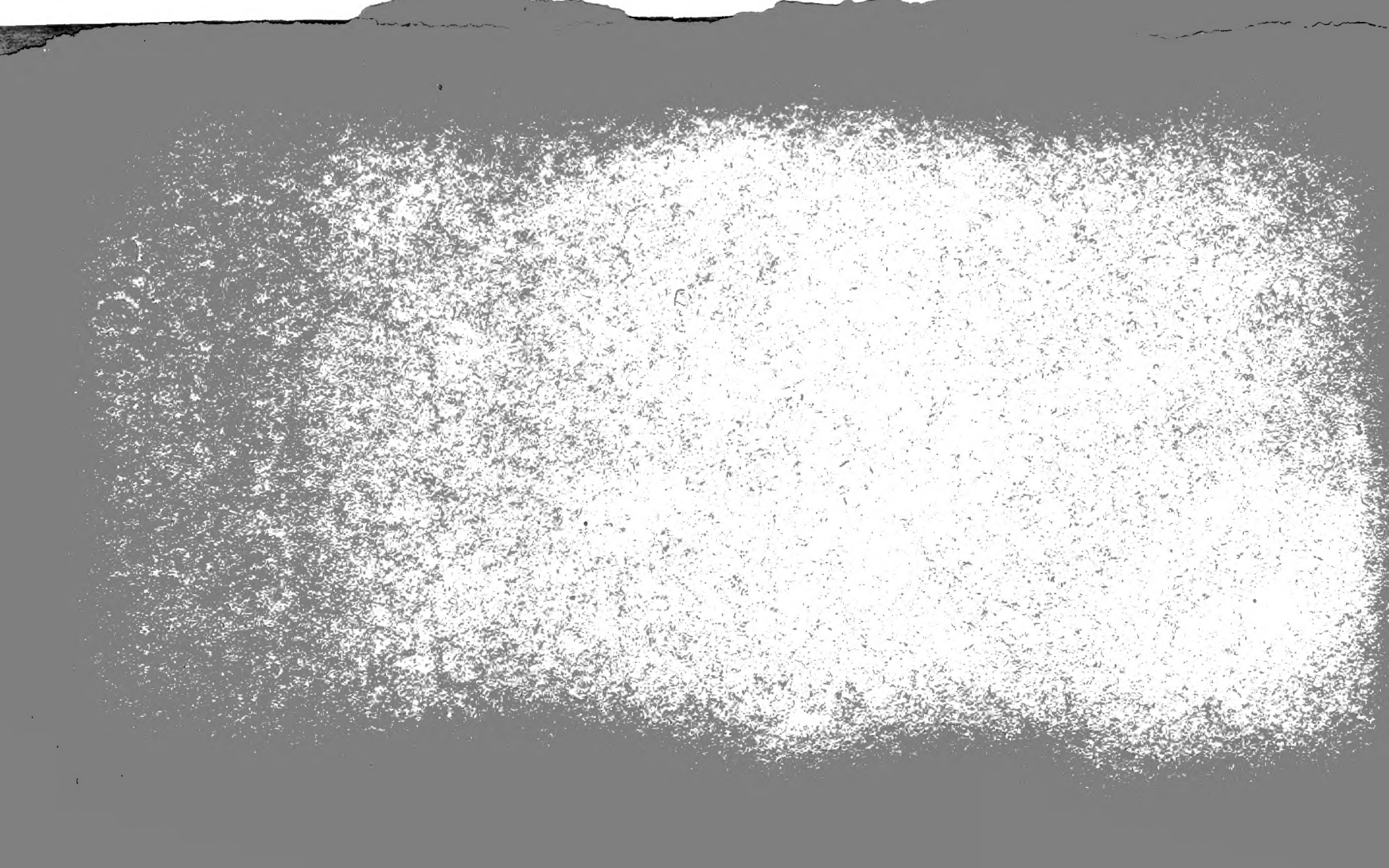
VIDENSKAPSSELSKAPET I KRISTIANIA

1920

I. MATEMATISK-NATURVIDENSKABELIG KLASSE

2. BIND

KRISTIANIA
I KOMMISSION HOS JACOB DYBWAD
A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S
1921



SKRIFTER

UTGIT AV

VIDENSKAPSSELSKAPET I KRISTIANIA

1920

I. MATEMATISK-NATURVIDENSKABELIG KLASSE

2. BIND

KRISTIANIA
I KOMMISSION HOS JACOB DYBWAD
A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S
1921

KS
K7
1920
PT. 2.

Indhold.

Side

No. 9. **W. C. Brøgger.** Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes.
IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Mit einer geologischen Karte von W. C. Brøgger und V. M. Goldschmidt, einer Übersichtskarte samt 30 Tafeln und 46 Figuren im Text . . . . . 1—408

„ 10. **V. M. Goldschmidt.** Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens.
V. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. Mit 15 Tafeln und einer geologischen Karte . . . . . 1—142

DIE ERUPTIVGESTEINE DES KRISTIANIAGEBIETES

IV. DAS FENGEBIET IN TELEMARK, NORWEGEN

VON

W. C. BRØGGER

MIT EINER GEOLOGISCHEN KARTE VON W. C. BROGGER UND V. M. GOLDSCHMIDT
EINER ÜBERSICHTSKARTE SAMT 30 TAFELN UND 40 FIGUREN IM TEXT

(Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat.-naturv. Klasse. 1920. No. 9)

UTGIT FOR FRIDTJOF NANSENS FOND

KRISTIANIA
IN KOMMISSION BEI JACOB DYBWAD
1921

Fremlagt i den mat.-naturv. klasses møte den 4de juni 1920.

A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A. S

Professor Dr. A. G. Högbom (in Upsala)

Professor Dr. Wilhelm Ramsay (in Helsingfors)

Professor Dr. Henry S. Washington (in Washington)

in alter Freundschaft gewidmet.

Inhalt.

Seite

Vorwort IX

Übersicht der früheren Untersuchungen über das Fengebiet 1

Die Umgebung und die Umgrenzung des Fengebietes 7

Analyse des umgebenden Grundgebirgsgranits 8

Die jüngeren Eruptivgesteine des Fengebietes 14

Die Gesteinsserie der Urtite-Ijolithe und Melteigite 16

Analysen der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Serie des Fengebietes . . . 18

Ijolithgesteine vom Kaljoktal Kola 20

Ijolithgesteine von Alnö bei Sundswall, Schweden 22

Das Borolanitgebiet in Assynt, Sutherland, Schottland 23

Oberwiesental, im Erzgebirge 24

Magnet Cove, Arkansas 25

Uncompahgre quadrangle, Colorado 27

„Mineral Hill" etc. auf der Grenze von South Dakota und Wyoming 28

Ice River-Gebiet, British Columbia 30

Das Haliburton und Bancroft-Gebiet, in der Provinz Ontario, Kanada 32

Jacupiranga, São Paolo, Brasilien 38

Vorkommnisse von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Serie aus dem Afrikanischen Graben 39

Als Ijolithe angeführte Gesteine von Madagascar (Fasinite) 42

Bekinkinite 46

Bekinkinit von Barshaw, Schottland 46

Bekinkinit von Ice River, British Columbia 46

Vergleich der Ijolithe mit den Nepheliniten 49

Vergleich der Ijolithe mit den Nephelinbasalten 50

Chemische Anal. von Tiefengesteinen der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Serie . . 52 a

Berechnete Mineralienzusammensetzungen von Tiefengesteinen der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Serie . . . . . 52 a

Die Gesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie im Fengebiete 52

Die Mineralienzusammensetzung 53

Analyse von Mikrolith 55

Die Struktur 68

Die Altersfolge der Gesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Reihe im Fengebiete . . 69

Jacupirangite und Melteigit-Jacupirangite 71

Vibetoite 75

Analysen von Vibetoit etc. 77

Berechnung der Analyse des Vibetoits 79

Mineralien und Struktur des Vibetoits 81

Vorkommen des Vibetoits 84

Gesteinsserie der Juvite und Malignite 86

1. Juvite 86

a. Pyroxen-Juvite 86

Analysen von Juviten 91

b. Biotit-Juvite 97

Kamperit 100

Analyse des Kamperits 101

Seite

2. Malignite 106
Tabellarische Übersicht der Verwandtschaft der Ijolithe etc. mit den Juviten und Feniten etc. 108
Ganggesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie 108
1. Melanit-Mikromelteigite 108
Analyse von Melanit-Mikromelteigit 109
Berechnung der Analyse 110
2. Melteigitpegmatite. 112
3. Mikroijolithe 115
4. Mikromalignite 116
Analyse von Mikromalignit 117
Berechnung der Analyse 118
5. Ijolith-Tinguaite 124
Analyse von Ijolith-Tinguait 125
Berechnung der Analyse 126
Sekundäre Umwandlung der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe im Fengebiete . . 130
1. Borolanit-Melteigit 130
Analyse desselben 132
Berechnung der Analyse 133
2. Muscovit-Biotit-Calcitfelse, Biotit-Calcitfelse etc. 136
a. Biotit-Calcitfelse, Chlorit-Calcitfelse 137
Analyse von Muscovit-Biotit-Calcitfels 140
Berechnung der Analyse 141
b. Quarzführende Chlorit-Calcitfelse, Chlorit-Quarzfelse 142
3. Damouritfels 144
Analyse desselben und Berechnung der Analyse 145

Mischgesteine gebildet durch Einwirkung des Ijolith-Melteigit-Magmas auf den Grundgebirgsgranit 150
Tveitåsite und Fenite 150
1. Tveitåsite. 152
Analysen von Tveitasiten 153
Berechnung derselben 154
2. Fenite 156
a. Ägirinfenite 156
Analysen von Feniten 158
Berechnung derselben 159
Mittlere berechnete Zusammensetzung der grünen Pyroxene der Fengebietgesteine etc. 163
b. Hornblendefenite 164
Gänge von Fenitpegmatit und Fenitbostonit 166
Die Bildung der Gesteine der Tveitåsit-Fenit-Serie 167
Anhang zu den Juviten und Feniten. Der Sannait von Ormen 179
Analyse des Sannaits 186
Berechnung derselben 187
Einschlüsse fremder Gesteine im Sannait 189

Silikat Karbonat-Mischgesteine und Karbonatgesteine des Fengebietes . . . 194
Mischgesteine aus einer Mischung von Karbonatmagma mit Fenit-Tveitasitmagma . 195
1. Ringitpegmatite 195
Berechnete Zusammensetzung 197
2. Ringitpegmatit etc. zwischen W. Kasene u. O. Kasene 199
3. Körnige Ringite 203
a. Ägirinringite 204
b. Albitringite 205

Seite

Mischgesteine aus einer Mischung von Karbonatmagma mit Ijolith-Melteigitmagma . 200
1. Hollaitpegmatite 200
Analyse derselben und Berechnung der Analyse 212
2. Hollaite und Kasenite 216
Analysen derselben und Berechnung der Analysen 219

Körnige Karbonatgesteine des Fengebietes 231

1. Sövite 231
Analysen von Söviten 243
Berechnung derselben 244
Verbreitung von Mineralien der Perowskit-Pyrochlor-Gruppen in denselben 247
Vergleich mit den Kalkgängen des Alnögebietes 248
2. Rauhaugite 250
Analyse von Rauhaugit 251
Berechnung derselben 251

Das centrale Kalksteingebiet des Fengebietes 254

1. Das nordwestliche Kalksteinvorkommen von Sövit 254
2. Das Kalksteingebiet von Rauhaug etc. Rauhaugit 257
Analysen von Rauhaugit 260
Berechnung derselben 261
Bildung des Kalksteingebietes 262
„Rödberg" und Eisenerze 270

Damkjernite 270

Der Gang von Damkjernit NNO von Damkjern 270
I. Endogene knollenförmige Einschlüsse 278
a. Endogene Einschlüsse von Olivin etc. 278
b. Endogene Einschlüsse mit Kern von einem Hornblendeindividuum etc. . . 287
Analyse der Hornblende 288
II. Freiliegende Einsprenglinge von Olivin, Hornblende, Pyroxen und Biotit . 290
Analyse des Biotits 295
III. Der Hof von feinkörniger Grundmasse 296
IV. Die grobkörnigere Zwischenmasse 296
Analyse des Damkjernits NNO von Damkjern 298
Damkjernit aus Block SW von Melteig 300
Analyse desselben 302
Berechnung der Analyse 304
Damkjernit aus Gang S. vom neuen Bethaus 305
Damkjernit aus Gang in den Fengruben 306
Vorkommnisse von zersetztem Damkjernit 307
Damkjernit aus Gang von Bränan, Bö 313
Analyse desselben 316
Beziehungen des Sannaits zu den Damkjerniten 318
Vergleich der Damkjernite mit Kimberliten und Alnöiten 321

Die jüngsten Gänge von Diabas etc. 325

Die geologische Geschichte des Fengebietes 328

Eruptivgesteine mit primärem Calcitgehalt 334
1. Kalkgranite 334
2. Nephelinsyenite, Cancrinitsyenite, Ijolithe, Pyroxenite etc. mit primärem Kalkspat 337
3. Vorherrschend aus Karbonaten bestehende Erstarrungsgesteine, Karbonatfelse, Karbonatite 350
Ursprung des Karbonatgehaltes und Bildung des Stammagmas des Fengebietes. Eruptionsgeschichte des Fengebietes 350
Anwendung von DALY's Hypothese zur Erklärung der Bildung des Fenmagmas 360

Seite

Vergleich des Fengebietes mit anderen Gebieten entsprechender Eruptivgesteine 372
Vergleich mit außereuropäischen Vorkommen etc. 373
Vergleich mit Vorkommen in Fennoscandia 375
Alnö 375
Kuusamo 376
Turja 377
Umptek-Lujaur-Urt 382
Kuolajärvi 383
Särna; Almunge 384
N. Kärr 389
Borolanitgebiet von Assynt 391

Zusammenfassung 392

Chemische Analysen von Gesteinen und Gesteinsmineralien des Fengebietes 399

Druckfehler und Berichtigungen 403
Berichtigungen zur Übersichtskarte 403

Bemerkungen zu den Tafeln 404

Vorwort.

Als 1898 der Band III meiner Publikationsreihe: »Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes« veröffentlicht wurde, war es meine Absicht die Fortsetzung derselben aufzuschieben, bis nach der vollendeten Aufnahme eines hinreichend genauen, neuen geologischen Kartenwerks des ganzen Gebietes, indem ohne diese Arbeit ein volles Verständnis der langen Eruptionsgeschichte desselben nicht erreichbar schien. Ich hatte damals nicht gedacht, daß diese umfassende Kartenarbeit, die jetzt, was die Untersuchung im Felde betrifft, sehr nahe abgeschlossen ist, nahezu ein Vierteljahrhundert fordern würde. Unterdessen ist aber im Laufe dieser Jahre ein sehr vollständiges Material von Gesteinsproben (nach Schätzung etwa 15000), von Dünnschliffen (etwa 6000) und chemischen Analysen der verschiedenen Gesteinstypen (etwa 300) geschaffen. Für die Aufnahme der Karten wurden zum bei weitem größten Teil Detailkarten im Maßstab 1:25000 benutzt, während die Publikation derselben mittels Karten im Maßstab 1:100000 stattfinden wird; die ersten Blätter dieses Kartenwerkes (»Kristiania« und »Hönefoss«) sind schon fertig gedruckt und werden in der nächsten Zeit zusammen mit drei Halbblättern (Fett, Nannestad und Flesberg) von mir und meinem vieljährigen Mitarbeiter Professor Jac. Schetelig publiziert.

Nach der langen Unterbrechung der genannten Publikationsserie (eine Unterbrechung, die übrigens auch durch amtliche Pflichten und in den letzten Jahren durch herabgesetzte Gesundheit verursacht war) war es nun meine Absicht gewesen, dieselbe mit einem neuen vierten Band wieder fortzusetzen, worin auf Grundlage des gesamten Beobachtungsmaterials zuerst eine neue kurze Übersicht über die Eruptionsgeschichte des Kristianiagebietes geliefert werden sollte.

Dann kam die Entdeckung von Alkaligesteinen im Fengebiete durch meinen Collegen Professor Dr. V. M. Goldschmidt im Mai 1918; schon unsere erste gemeinsame vorläufige Untersuchung zeigte hier ein Gesteinskomplex und eine Reihe Verhältnisse, die von den bis jetzt aus dem Kristianiagebiete bekannten vollständig abweichend waren. Ehe eine neue Übersicht über die Eruptionsgeschichte des Kristianiagebietes publiziert wurde, schien es deshalb nötig das Fengebiet zuerst genau zu untersuchen, indem sowohl Prof. Goldschmidt als ich selbst ohne weiteres davon ausgingen, daß das Fengebiet als ein »outlier« des großen nahe angrenzenden Kristianiagebietes aufgefaßt werden müßte.

Sowohl die fortgesetzte Untersuchung als auch die Bearbeitung und die Publikation des eingesammelten Beobachtungsmateriales mußte ich bald allein übernehmen, indem mein College Professor V. M. Goldschmidt durch wichtige Arbeiten im Staatsauftrage von weiterer Teilnahme in der Erforschung des interessanten Gebietes verhindert wurde; so kam es dann, daß das Manuskript der vorliegenden Abhandlung 4. Juni 1920 von mir der Gesellschaft der Wissenschaften, Kristiania, unter dem Haupttitel: »*Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes IV*« vorgelegt wurde.

Erst während des Druckens der Abhandlung wurde es mir aber nach und nach einleuchtend, daß die Auffassung des Fengebietes als ein »outlier« des postsilurischen Kristianiagebietes weniger wahrscheinlich ist, und *ich habe schließlich die Annahme eines jotnischen oder eokambrischen Alters desselben mehr berechtigt gefunden* (siehe S. 330 ff.). Eine sichere Entscheidung dieser Altersfrage läßt sich aber gegenwärtig nicht erreichen, und ich habe deshalb auch den obigen Haupttitel nicht ändern wollen, um so mehr als jedenfalls die jüngsten Diabasgänge des Fengebietes Ausläufer aus dem Kristianiagebiete sind. Die aus der Änderung meiner Auffassung während des Druckens der Abhandlung stammenden Widersprüche sind unter »Druckfehler und Berichtigungen« Seite 403 hinten im Buche erwähnt.

Ein Hauptinteresse bei der vorliegenden Untersuchung war es für mich in dem Fengebiet ein Eruptivgebiet kennen zu lernen, wo *Assimilationserscheinungen* und eine durchgreifende *Metasomatose des Nebengesteins* ganz evident sind. Der Tiefenschnitt des *das Grundgebirge durchsetzenden Vulkanschlotes* des Fengebietes unterscheidet sich dadurch ganz auffallend von dem nahe angrenzenden Kristianiagebiet mit seinen zahlreichen, meistens typisch *lakkolithischen Injectionen in höherem Niveau, in der frühpaläozoischen Sedimentplatte*; die offenbar weniger heißen syenitischen und granitischen Magmen haben hier nur *eine, von einer reichlichen Pneumatolyse begleitete, ordinäre Kontaktmetamorphose* der Sedimentgesteine hervorgebracht, während Assimilationserscheinungen nur in Spuren nachweisbar sind[1].

Ein weiteres Hauptinteresse bot mir das Fengebiet durch das Vorkommen eines unzweifelhaft *primären Kalkspatgehaltes der auftretenden Silikatgesteine* und namentlich auch durch das Vorkommen von *gemischten Karbonat-Silikatgesteinen und Karbonatfelsen, die unzweifelhaft als magmatische Erstarrungsgesteine aufgefaßt werden müssen.* Es ist ein Hauptverdienst von Professor Dr. A. G. Högbom in Upsala durch seine ausgezeichnete Untersuchung über das Alnögebiet zuerst das Vorhandensein von unzweifelhaft aus magmatischem Zustand erstarrten Karbonatgesteinen nachgewiesen zu haben; die in der hier vorliegenden Abhandlung beschriebenen Vorkommen von magmatisch erstarrten »*Karbonatiten*« liefern eine hübsche Bestätigung seiner sorgfältigen Beobachtungen aus dem Alnögebiete.

---

[1] Wenn Professor Erich Kaiser (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. B. 72, 1920, S. 61 behauptet, daß ich die Bedeutung der Assimilation im Allgemeinen vollständig abgelehnt habe, dann ist diese Behauptung nicht berechtigt; ich kann deswegen auf meine Bemerkungen in Eruptivgest. d. Kristianiagebietes, II S. 152, und III S. 350 hinweisen.

Die Petrographie der aus magmatischem Schmelzfluß erstarrten »*massigen Gesteine*« war früher fast ausschließlich eine Petrographie der *Silikatgesteine;* dies Verhältnis ist jetzt geändert. Es ist schon längst bekannt, daß verschiedene Vorkommen von wesentlich aus *Titaneisenerz* (z. B. Soggendal, Norwegen), *Rutil* (z. B. Roseland, Virginia), *Magnetit* (z. B. Kiiruna, N. Schweden, Gora Blagodat, Ural) etc. bestehenden oft sehr großen Erzmassen in der Tat als durch Differentiation ausgeschiedene magmatische Erstarrungsgesteine aufgefaßt werden müssen. Dasselbe gilt auch für gewisse Vorkommen von verschiedenen in Masse auftretenden sulfidischen Erzen (z. B. die norwegischen Kiesvorkommen vom *Röraas-Sulitelmatypus*), die ich seit 1901 als »*Lampritite*« zusammengefaßt habe. Auch die Klasse der in der hier vorliegenden Abhandlung näher erwähnten, aus magmatischem Zustand erstarrten »*Silikokarbonatite*« und »*Karbonatite*« repräsentiert eine besondere Abteilung der »*massigen Gesteine*«, die künftig gewiß nicht auf die wenigen, bis jetzt bekannten Vorkommen, und auch nicht ausschließlich auf primäre Calcitgesteine beschränkt sein wird; so hat mir mein College Professor Jacob Schetelig mitgeteilt, daß das längst bekannte Vorkommen von »*Ophimagnesit*« (Kjerulf) aus Dypingdal, Snarum ein magmatisch erstarrtes Magnesit-Forsteritgestein ist. Die systematische Einordnung auch dieser Abteilung der »massigen Gesteine« wird eine Aufgabe der Zukunft sein; ich habe es vorläufig berechtigt gefunden, einige der im Fengebiete ausgeschiedenen Typen dieser Gesteine auch durch eigene Namen zu fixieren.

Zuletzt bin ich allen, die in verschiedener Weise die vorliegende Arbeit gefördert haben, zum herzlichen Dank verpflichtet:

In erster Linie meinem Collegen Professor Dr. V. M. Goldschmidt nicht nur für seinen Anteil in der Aufnahme der geologischen Karte des Fengebietes, sondern auch für freundliche Hülfe mit Rat und Tat während meiner Bearbeitung des eingesammelten Materiales.

Ferner auch meinem Nachfolger Professor Jacob Schetelig, Direktor des miner.-geologischen Museums der Universität, für freundliche Unterstützung zur Herstellung der nötigen Dünnschliffe, zur Einsammlung des Gesteinsmaterials etc.

Mein bester Dank auch den Herrn Chemikern A. Rødland und L. Thomassen für sorgfältige Ausführung der nötigen chemischen Analysen, ebenso Fräulein Borghild Larsen für ihre Ausführung der photographischen Tafeln von Gesteinen und Dünnschliffen.

Die für die petrographische Untersuchung der Gesteine nötigen etwa 700 Dünnschliffe wurden mit wohl bekannter Meisterschaft vom Herrn Präparanten J. P. Jacobsen ausgeführt.

Das nötige Vergleichsmaterial aus fremden Vorkommen von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Serie verdanke ich namentlich: Professor Dr. A. G. Högbom (Material aus Alnö), Professor Dr. Wilhelm Ramsay (Material

aus Turja etc.), Professor Dr. Henry S. Washington (Material aus Magnet Cove), Professor Dr. A. Lacroix (Material aus Madagascar), Geheimrat Dr. F. Beyschlag und Professor L. Finckh (Material aus dem Kiwu-See-Gebiet).

Dem Herrn Steiger bei den Fengrube Ole Teigen, sowie den Herren Ole Melteig und Kristen Melteig, samt Peder Nielsen Vibeto bin ich für gütige Hülfe bei der Aufnahme der Karte zum besten Dank verpflichtet.

Schliefslich sei es mir gestattet Herrn Gutbesitzer D. Cappelen und Frau E. Cappelen auf Hollen Schloß für liebenswürdige Gastfreundschaft während meiner Besuche im Fengebiete meinen ehrerbietigsten und herzlichsten Dank auszusprechen.

Kristiania 30. Juli 1921.

W. C. Brøgger.

Rundschau über das Fengebiet, von Holla-Kirchenruine aufgenommen.

Übersicht der früheren Untersuchungen über das Fengebiet.

Mitten auf der SW-Seite des schönen, ca. 30 Km. langen Sees »*Nordsjö*« (ca. 15 M. ü. d. M.) sind nahe an dem Ufer desselben die alten *Fen-Eisenerzgruben* im Kirchspiel *Holla* belegen, etwa 115 Km. SW von Kristiania, und 42 Km. NW von Langesund. Innerhalb eines schmalen aus krystallinischen Gesteinen des Grundgebirges bestehenden Uferstreifens an der *NW*-Seite von Nordsjö erheben sich in einer langen Linie die hohen Felsenrücken der postsilurischen Syenitmassen des Kristianiagebietes; auf der *SW*-Seite dagegen gehört das Land hauptsächlich dem alten Grundgebirge. Eine Ausnahme bildet die Umgegend der Fengruben im Holla Kirchspiel, wo jüngere, mit denjenigen des Kristianiagebietes genetisch verknüpfte Gesteine das Grundgebirge lokal durchsetzen.

Die nähere Beschreibung dieses »outlier« der Eruptionsprovinz des Kristianiagebietes ist eben die Aufgabe der vorliegenden Abhandlung.

Die Eisengruben des Fengebietes sind, mit Unterbrechungen, von »Hollen Eisenwerk« seit 1652 abgebaut[1]. Über die geologischen Verhältnisse des Gebietes finden sich in der älteren Litteratur nur äußerst dürftige Erläuterungen. Th. Kjerulf erwähnt das Erz der Gruben als »Roteisenerz in Serpentin«[2]. Kurze Beschreibungen des Erzvorkommens sind geliefert von P. Holmsen[3] und später von J. H. L. Vogt[4].

Professor Vogt charakterisierte (1910) das Vorkommen als Gänge von Roteisenerz »in einem unreinen, oft sehr eisenreichen Kalkstein, welcher ein Gebiet von ungefähr 3 Kilometer Länge umd 2 Kilometer Breite einnimmt. Dieses Gebiet ist nach allen Seiten von Grundgebirge (Gneisgranit) umgeben, ist aber gegen dieses durch sehr bedeutende Verwerfungen

---

[1] A. Helland. „Naturen", 1900; S 226 und 227.

[2] Th. Kjerulf. „Stenriget og Fjeldlæren". 2. Ausg. (1870) S. 45.

[3] In „Bergmandsefterretninger", No. 48 (December 1880).

[4] J. H. L. Vogt. „Norges Jernmalmforekomster", N. G. U. No. 51 (1910) S. 5 bis 6 und S. 168 bis 173.

abgegrenzt. Das Fengebiet liegt somit in einer großen Grabensenkung. Vielleicht hat man hier eine mitten im Grundgebirge sehr tief eingesunkene Silurscholle, die durch eingreifende chemische Umsetzungen vollständig umgewandelt ist«. Diese Umwandlung wurde ferner von Professor VOGT als eine typische *Metasomatose* »durch eingreifende, namentlich chemische Umsetzungen« aufgefaßt, und er hebt ausdrücklich hervor, daß »es handelt sich hier nicht um eine Kontaktmetasomatose«. Das Erz selbst — »Roteisenerz mit nur äußerst wenig Magnetit« — mit seinen ca. 50 % Eisen und in der Regel 0.4 bis 0.7 % Phosphor ist nach VOGT »hauptsächlich mit Kalkspat und nur ganz untergeordnet mit Silikatmineralien«, ferner durch »etwas Eisenkies und ein wenig Zinkblende« verunreinigt. Gänge mit Baryt und einige Gänge mit unreinem Flußspat durchsetzen das Erz. Das Erz selbst ist, nach VOGT's Auffassung, gebildet aus dem Kalkstein durch Metasomatose, und — weil in demselben längs Spaltengängen auftretend — wurde mit voller Sicherheit geschlossen, daß es eine jüngere Bildung sein müsse. Es wurde in dieser Verbindung speziell hervorgehoben, daß »die abbauwürdigen Partien sind von einem stark verunreinigten, sehr eisenreichen Kalkstein (sogenanntem »Rödberg« o: »rotem Gestein«) mit 15—30 % Eisen umgeben«. »Ein allmählicher Übergang zwischen den reichen Erzpartien und dem »Rödberg« und ferner zwischen diesem und dem gewöhnlichen, unreinen aber eisenarmen Kalkstein läßt sich öfters nachweisen«. Die eisenreichen Streichen selbst wurden von VOGT als »Gänge« aufgefaßt, mit durchschnittlicher Mächtigkeit von 3 bis 8 Meter, und mit einer Länge bis ca. 100 Meter. VOGT führt schließlich an, daß das Erzgebiet an mehreren Stellen »von jüngeren Gesteinsgängen der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes durchsetzt wird«, und schließt daraus, daß »die Erzbildung somit jedenfalls älter als die jüngsten der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes sein muß«. Die Erzvorkommen der Fengruben sind ausgedehnt über ein Areal von etwa 800 Meter Länge und 600 Meter Breite, und der Abbau ist in die Tiefe fortgesetzt bis ca. 190 Meter von der Tagesoberfläche gerechnet. Im Ganzen waren nach VOGT bis 1910 aus den Fengruben ca. $^3/_4$ Million Tons Eisenerz ausgenommen.

Am 22. April 1911 hielt der Besitzer des »Ulefoss Eisenwerk«, Kammerherr D. CAPPELEN, im »Geologischen Verein« in Kristiania einen von Profilen und Karten begleiteten Vortrag »Über den Grubenabbau im Fengebiete«. Die nachfolgende Diskussion umhandelte die Geologie des Gebietes sowie die Frage über das Alter desselben[1]. W. WERENSKIOLD lieferte dabei einige Erläuterungen über mutmaßliche Äquivalente der sogenannten

[1] Norsk Geologisk Tidsskrift, Bd. II, No. 3, S. 9.

»Lattengänge« der Fengruben in der Telemarkformation, nämlich verschiedene von T. Dahll als »Glimmerphorphyre« bezeichneten Gänge (von Brånan in Saude etc.). Professor W. C. Brøgger gab in dieser Verbindung die Mitteilung, daß die genannten telemark'schen Gänge wahrscheinlich am nächsten mit gewissen Intrusivgängen der Ganggefolgschaft der Essexiteruptionen des Kristianiagebietes zusammengestellt werden dürften, und daß die »Lattengänge« der Fengruben somit, wenn Werenskiold's Zusammenstellung richtig wäre, mit den *ältesten* Eruptionen des Kristianiagebietes gleichzeitig sein müßten. Professor J. H. L. Vogt hob wieder die typisch metasomatische Bildung des Fengebietes hervor und meinte, daß der Kalkstein desselben vielleicht eine eingesunkene Silurscholle sei, eine Auffassung welcher auch H. H. Reusch sich anschloß. W. C. Brøgger fand dann nach den vom Vortragenden, Herrn D. Cappelen, mitgeteilten Erläuterungen, daß der Kalkstein mit den aus der Silurformation des Kristianiagebietes bekannten Kalksteinen keine Ähnlichkeit zu zeigen schiene, auch nicht in umgewandeltem Zustande derselben; er meinte deshalb, daß der Fenkalkstein — wenn derselbe überhaupt ein sedimentärer Kalkstein wäre — kaum mit den silurischen Kalksteinen des Kristianiagebietes, so wie diese z. B. aus den nur ca. 14 Kilometer weiter östlich im Gjerpenthal aufgeschlossenen Vorkommnissen bekannt sind, zusammengestellt werden könne.

Im Jahre 1880 hatte Kammerherr D. Cappelen der Gesteinssammlung der Universität aus einer etwa 8 Kilometer SSW von Ulefoss belegenen Lokalität, *Ormen,* eine Anzahl Gesteinsproben eingesandt, welche durch mehrere Cm. große Einsprenglinge von Barkevikit, Pyroxen und Biotit als wahrscheinlich der Eruptionsreihe des Kristianiagebietes angehörig erkannt waren. Mit diesen nahe verwandte Ganggesteine waren auch schon früher durch die Untersuchungen T. Dahll's über das Grundgebirge Telemarkens bekannt: aus Brånan im Kirchspiel Bö (N von Ulefoss)[1], und ein Handstück aus dieser Lokalität mit der Bezeichnung »*Glimmerporphyr*« fand sich auch noch in der Sammlung des geologischen Museums der Universität. Auf meine Veranlassung wurde dann im Jahre 1908 das alte zuerst von T. Dahll entdeckte Vorkommen dieses Ganges wieder aufgesucht von Herrn Dozent Dr. Werenskiold[2]; es wurde dadurch wie oben erwähnt neues Material geschafft von dem interessanten Gestein, welches durch seine zahlreichen Einsprenglinge von bronzebraunen Biotittafeln eine nähere Verwandt-

[1] T. Dahll. Nyt Mag. f. Naturv. B. 11 (1861) Tafel I (Profil vom Skrimgebirge an dem Fuße der Ligebirge).

[2] W. Werenskiold. „Om Øst Telemarken". N. G. U. No. 53, S. 47 (1910). Hier ist eine nähere Beschreibung des Vorkommens des Gesteins von Brånan und mehrerer nahe verwandten Ganggesteine, sowie auch eine kurze Beschreibung dieser Gesteine publiziert.

schaft mit dem schon 1880 aus Ormen von D. CAPPELEN eingesandten, oben erwähnten Gestein zeigte.

Nach einer Untersuchung dieser von T. DAHLL, D. CAPPELEN und W. WERENSKIOLD eingesammelten, eigentümlichen melanokraten Eruptivgesteine und ihrer nahen Beziehungen zu gewissen nahe verwandten Intrusivgesteinen der Essexitreihe des Kristianiagebietes hatte ich sowohl in 1916 als in 1917 eine nähere Untersuchung des Fengebietes beabsichtigt, welche doch aus verschiedenen Ursachen aufgeschoben werden mußte.

Im Jahre 1918 wurden von Professor J. H. L. VOGT wieder neue Erläuterungen über die Eisenerzgruben und die geologischen Verhältnisse des Fengebietes (von einer Kartskizze und einem Profil des Grubengebietes, im Maßstab 1 : 10000, begleitet) publiziert[1]. Er erwähnt hier, daß man nahe östlich von den Fengruben beobachten kann, »daß der Kalkstein von dem umgebenden gepreßten Granit durch eine sehr große Verwerfung abgegrenzt ist. Der Kalkstein, welcher wahrscheinlich von silurischem Alter ist, bildet eine in dem gepreßten Granit des Grundgebirges eingesunkene Scholle. Der Kalkstein wird von mehreren, am häufigsten 1, $1^1/_2$ und 2 Meter mächtigen und sehr langen der Eruptivreihe des Kristianiagebietes angehörigen Gesteinsgängen (Glimmerminette, Diabas) durchsetzt«.

Die oben erwähnte Verwerfung ist auf einem der Abhandlung begleitenden Profil abgesetzt; auch die wichtigsten Eisenerzvorkommen sind auf diesem als vertikale Gänge eingezeichnet.

Aus der Abhandlung sollen ferner noch folgende Angaben angeführt werden:

»Innerhalb der Bezirke der Gruben — sowohl innerhalb des Gebietes der eigentlichen Fengruben als desjenigen von Rödhoug — fehlt der gewöhnliche Kalkstein fast vollständig, indem er durch den sogenannten »Rödberg« ersetzt ist, welcher als ein mit Roteisenerz, am häufigsten in einer Quantität von ca. 20 % bis zu 35 à 40 % Fe_2O_3, gemischter Kalkstein bezeichnet werden kann«.

»Das Eisenerz selbst, welches aus ca. 70 % Eisenoxyd und ca. 30 % unreinem Kalkstein besteht, tritt als plattenförmige Partien im »Rödberg« auf. Zwischen dem Kalkstein und dem »Rödberg« einerseits und zwischen diesem und dem eigentlichen Eisenerz auf der anderen Seite finden sich allmähliche Übergange. Dies muß dadurch erklärt werden, daß dem Kalkstein Eisenoxyd zugeführt ist. Das Erzgebiet hat den Charakter der hydromesomatischen Vorkommen und das Erz muß aus wässerigen Lösungen abgesetzt sein, welche den Kalkstein über sehr bedeutende Areale durch-

[1] J. H. L. VOGT. „Jernmalm og Jernverk". N. G. U., No. 85, (1918), S 76 ff.

sickert haben«. »Die Erzvorkommen folgen längs gewissen Kalkspatgängen«, namentlich dann »wo zwei Kalkspatgänge einander schneiden«. »Das Auftreten des Erzes längs den Kalkspatgängen muß dadurch erklärt werden, daß die Gangspalten, die jetzt hauptsächlich mit Kalkspat gefüllt sind, diejenigen Öffnungen oder Spalten repräsentieren, längs welchen die eisenhaltigen Lösungen hauptsächlich hervorgedrungen sind«. »Auch in dem angrenzenden Grundgebirge nahe an der Grenze der eingesunkenen Kalksteinscholle treten ebenfalls einige Eisenerzgänge auf«. »Auch längs der großen Verwerfung selbst hat man einige uralte Schürfe oder kleine Gruben; die Åsegrube liegt z. B. zum Teil in der hier sehr mächtigen Verwerfungsbreccie«.

»Die früher erwähnten jüngeren Gesteinsgänge, welche in dem eingesunkenen Gebiet von Kalkstein oder »Rödberg« auftreten, sind selbst von Kalkspatgängen durchsetzt«. Diese »sind somit jünger als die Grünsteingänge« (die sogenannten »Lattengänge«). »Diese sind nun ferner innerhalb des »Rödberg« vollständig dekomponiert«, was »auf die wässerigen Lösungen bezogen werden muß, welche das ganze Rödberg-Gebiet durchsickert und im Kalkstein das Eisenerz abgesetzt haben«. Professor Vogt schließt deshalb jetzt zum Unterschied von seiner früheren Auffassung (1910), daß: »die Erzbildung muß demnach jünger sein, als der Durchbruch der genannten Gänge aus der Eruptionsreihe des Kristianiagebietes«. »Die Mächtigkeit des Erzes ist lokal, in »Storgangen« (d: dem »Großen Gang«) angeschwollen bis zu ungefähr 30 Meter«, ist aber sonst selten mehr als 8 Meter, in der Regel nur 4 bis 3 Meter. »Das ausgetriebene Erz hält durchschnittlich ca. 44 % Eisen (bei 100° getrocknet)«.

Aus dem obenstehenden kurzen Referat der früher publizierten Beobachtungen über die Geologie des Fengebietes sieht man, daß es von früheren Forschern als eine tief eingesunkene (»eine große Grabensenkung«), von dem umgebenden Gneisgranit des Grundgebirges durch eine mächtige (längs der Ostseite des Gebietes anstehende) Verwerfungsbreccie getrennte Platte von Silurkalkstein aufgefaßt worden ist. Diese Kalksteinsplatte wäre von mehreren »Grundsteingängen« durchsetzt, und *nach* der Eruption dieser Gänge wäre das ganze Gebiet (auch die genannten Gänge) durch neue Spalten durchsetzt, längs welchen eisenhaltige Lösungen ihren Weg gefunden und durch eine durchgreifende Hydrometasomatose den Kalkstein über große Areale unter Absetzen des Eisenerzes umgewandelt hätten, wodurch schließlich die Spalten mit Kalkspat gefüllt (»die jüngsten Kalkspatgänge«) gewesen wären.

Im Monat Mai 1918 besuchte Professor V. M. GOLDSCHMIDT (begleitet von Herrn Münzmeister CARL BUGGE) das Fengebiet, dazu veranlaßt durch die Frage von einem eventuellen praktischen Ausnützen des dort auftretenden Kalksteins. Er hatte schon früher (an nach dem Rohstoffkomité eingesandtem Material) entdeckt, daß derselbe an mehreren Stellen, namentlich in einem Steinbruch am Ufer des Sees »*Nordsjö*«, ein Mineral der Pyrochlorreihe enthält; er zog aus dieser Entdeckung die Schlußfolgerung, daß Alkalieruptivgesteine vielleicht in der Nachbarschaft dieses Kalksteins auftreten dürften. Die spätere Untersuchung von einigen kleinen im Mai 1918 mitgebrachten Gesteinsproben aus der Nähe des genannten Steinbruches zeigte dann auch, daß diese sowohl einen Alkalipyroxen (Ägirin) als eine eigentümliche hellblaue Alkalihornblende enthalten.

Professor V. M. GOLDSCHMIDT gab über diese Entdeckung eine kurze Mitteilung in der Sitzung der math.-naturwissenschaftlichen Klasse der Gesellschaft der Wissenschaften zu Kristiania am 31. Mai 1918; er erwähnte dabei die Möglichkeit, daß »eine Untersuchung der neuentdeckten Gesteine vielleicht zur Lösung der Frage über den Ursprung des Eisenerzes der Fengruben beitragen könne«.

Die erwähnte Entdeckung GOLDSCHMIDT's von Alkalimineralien in Gesteinen aus der Nachbarschaft der Fengruben führte nun zuerst zu einer Revision der im geologischen Museum der Universität vorhandenen älteren Sammlungen von Gesteinen aus dem Fengebiet, wobei auch ein Ägiringehalt in den 1880 vom Gutsbesitzer D. CAPPELEN eingesandten Gesteinen von Ormen, 7 bis 8 Km. SW von Ulefoss nachgewiesen wurde.

Das dadurch bestätigte große Interesse des Fengebietes, sowohl in petrographischer als in geologischer Beziehung, veranlaßte dann, daß eine genauere Untersuchung desselben beschlossen wurde. In der Woche 17. bis 24. August wurde dann von Professor V. M. GOLDSCHMIDT und mir eine gemeinschaftliche vorläufige orientierende Untersuchung des Gebietes durchgeführt und dabei ein recht bedeutendes Material der verschiedenen interessanten Eruptivgesteine des Fengebietes mitgebracht. Eine supplierende Einsammlung weiteren Materiales wurde ferner von mir in den ersten Tagen von November 1918 unternommen. Eine weitere Einsammlung wurde noch später während einer Woche Mitte November 1918 von Herrn Präparator J. P. JACOBSEN ausgeführt.

Für die im Jahre 1918 durchgeführte vorläufige Untersuchung hatten wir nur sehr ungenügende alte topographische Karten in kleinem Maßstab zur Disposition; schon diese vorläufige Untersuchung hatte aber gezeigt, daß das Gebiet so ungewöhnlich interessante und dabei auch so schwierig verständliche geologische Verhältnisse darbietet, daß an eine Auf-

klärung derselben ohne eine genauere Karte in genügend großem Maßstab kaum zu denken sei. Durch Entgegenkommen des Direktors der Geographischen Landesaufnahme Norwegens, Herrn Oberst N. J. SEJERSTED, wurde deshalb eine genauere Karte im Maßstab 1 : 10000 während des Frühlings 1919 von Herrn Kartenzeichner J. NATRUD aufgenommen; die dafür nötigen Geldmittel wurden teils von der Direktion der »*Sulitelmastiftung*«, teils von der Direktion der Gesellschaft der Wissenschaften in Kristiania (aus der »*Börresen-Hübenette Stiftung*«) geschenkt.

Nach der Vollendung dieser ganz notwendigen topographischen Grundlage unserer gemeinsamen Untersuchungen wurde dann der erste Entwurf der dieser Abhandlung begleitenden geologischen Karte während der Woche des 19. bis 26. Mai 1919 von Professor V. M. GOLDSCHMIDT und mir (unter Begleitung von Herrn J. P. JACOBSEN) aufgenommen. Die Karte wurde dann schließlich nach reichen supplierenden Beobachtungen und Einsammlungen durch meine fortgesetzten Exkursionen in dem Gebiet vom 18. bis 24. August 1919 und vom 3. bis 9. Juli 1920 vollendet; auch bei diesen beiden Besuchen in das Gebiet war ich von Herrn J. P. JACOBSEN begleitet.

Das durch diese verschiedenen Exkursionen wesentlich von mir eingesammelte Material ist sehr bedeutend, im Ganzen mehr als 800 verschiedene Gesteinsproben umfassend. Für die Untersuchung desselben wurden mehr als 700 Dünnschliffe verfertigt, und 32 chemische Analysen (fast alle durch Herrn Amanuensis A. RØDLAND) ausgeführt.

Die Umgebung und die Umgrenzung des Fengebietes.

Wie schon von VOGT und anderen früheren Verfassern angeführt, ist das Fengebiet ein Gebiet jüngeren Gebirges, das vom älteren Grundgebirge rings herum umgeben ist.

Das herrschende Gestein des Grundgebirges ist hier ein meistens rötlicher, flasrig gestreifter *Gneisgranit*. Dieser besteht in den meisten untersuchten Proben aus Feldspat, Quarz und Biotit, mit ein wenig Magnetit und Eisenkies, Titanit, oft auch Orthit, Zirkon und ganz wenig Apatit als akzessorische Mineralien. Außer dem Kalifeldspat (Orthoklas oder Mikroklin) findet sich fast immer auch ein saurer Oligoklas, öfters so reichlich, daß er in größerer Menge als der Kalifeldspat vorhanden ist. Ziemlich häufig findet sich ferner außer dem Biotit auch eine im Dünnschliff u. d. M. tief bläulichgrüne, stark pleochroitische Hornblende, bisweilen als das vorherrschende dunkle Mineral. Die Struktur des Gesteins ist massig, mittel-

körnig, eugranitisch körnig, bisweilen, wenn reicher an Biotit und Hornblende, unvollkommen schiefrig, in der Regel doch nur etwas flaserig, öfters auch vollkommen richtungslos körnig.

Eine Analyse wurde von Herrn A. Rødland ausgeführt von einer Probe des herrschenden Gesteins aus der Nähe vom Hofe Holla:

SiO_2	70.54	1.1679	1.1730
TiO_2	0.41	0.0051	
ZrO_2	0.02	0.0002	
Al_2O_3	13.66	0.1339	0.1482
Fe_2O_3	2.29	0.0143	
FeO	1.56	0.0217	0.0289
MnO	0.07	0.0010	
MgO	0.25	0.0062	
CaO	1.81	0.0323	0.0323
BaO	0 01	0.00003	
Na_2O	4.22	0.0681	0.1168
K_2O	4.58	0.0487	
H_2O	— (0.03)		
	+ 0.36	0.0200	
P_2O_5	0.03	0.0002	
CO_2	0.10	0.0023	
Cl, F	Spur		
S	0.03	0.0009	
	99.97		

Die Analyse wurde auf folgende Mineralienzusammensetzung berechnet:

Oligoklas (etwa $Ab_6 An_1$)	40.41
Orthoklas	23 33
Quarz	25.45
Biotit	5.04
Hornblende	3.40
Titanit	0.51
Zirkon	0.03
Magnetit	1.03
Eisenkies	0.06
Apatit	0.07
Kalkspat	0.45
	99.78

Rest . . . 0.28 H_2O

Zu viel berechnet 0.10 CO_2

Da der MgO-Gehalt ganz niedrig ist, und der Gehalt an Eisenerz kaum 10 % ausmacht, muß die Hornblende, sowie auch der Biotit sehr reich an Fe-Oxyde sein. Die Hornblende enthält außerdem sicher einen nicht ganz geringen Gehalt an Alkalien.

Das Gestein ist, wie die Berechnung zeigt, kein gewöhnlicher Granit, sondern ist reicher an Oligoklas als an Kalifeldspat, was übrigens, wie oben erwähnt, bei dem Granit des Grundgebirges in der Umgebung des Fengebietes recht häufig der Fall ist.

Andere Handstücke sind ordinäre Granitite, mit vorherrschendem Kalifeldspat.

Die Richtung des Streichens der flasrigen Streifung des Granites ist an verschiedenen Stellen etwas verschieden, gewöhnlich wohl ca. SW—NO (Teigen, Enerhougen etc.) bis S 30° W—N 30° O (die Höhe S. von Holla Kirche etc.).

Die Imprägnationen und Umwandlungen der Grundgebirgsgranite durch die jüngeren Eruptivgesteine des Fengebietes sollen weiter unten näher erwähnt werden.

Das von jüngeren (innerhalb des Rahmens des Grundgebirgsgranites eingeschlossenen) Gesteinen eingenommene Gebiet bezeichne ich unten kurz als *das Fengebiet*.

Das Fengebiet ist sowohl nach Osten als nach Süden und schließlich auch nach Westen hin von waldbedeckten Höhen des Grundgebirgsgranites umgeben. Östlich vom Fengebiete erheben sich: *Grubeåsen* (158 M. über dem Meere) und *Lillegårdshögda* (149); im Süden: *Fenshögda* (280), *Kjernmellemåsen* (228), *Håtvetåsen* (224), *Raumyråsen* (ca. 180); nach Westen: *Tveitåsen* (ca. 160), und nördlicher eine Reihe niedrigerer Höhen westlich von dem meistens von marinen Thonen überdeckten, niedrigeren, nach Norden langsam abfallenden, in Terrassen abgestuften, mit Acker und Wiesen bedeckten offenen Land des Fengebietes. Die Thonterrassen sind durch die von Süden kommenden Bachtäler des Håtvetbaches und des Vibetobaches tief eingeschnitten. Zwischen diesen beiden Bachtälern heben sich nahe an die Südgrenze des Fengebietes *innerhalb* desselben die Höhen: *Lövåshögda* (164 M.) und *Nigarskåsa* (146 M.), und östlich vom Vibetobach die Höhe *Rauhoug* (148 M.).

Das Ufer des Fengebietes längst dem See Nordsjö fällt meistens recht schroff ab, und besteht zum großen Teil aus anstehendem festem Gestein.

Die Granite des Grundgebirges umgrenzen die jüngeren Gesteine des Fengebietes fast rings herum; die unmittelbaren Grenzen zwischen dem Grundgebirge und den jüngeren Gesteinen sind aber zum größten Teil

nicht entblößt. Die NO-Ecke des von jüngeren Gesteinen eingenommenen Gebietes ist doch von dem Wasser des großen Landsees »*Nordsjö*« überdeckt.

Die Umgrenzung des Fengebietes ist die folgende: Die Ostgrenze verläuft zuerst von der Ostseite der Grubenbucht SSW von Lysnes bis ca. 200 Meter NNO von der Steigerwohnung (»Stigerbolig«) auf einer Länge von ca. 400 Meter in SSO-licher Richtung und dann ca. 200 M. etwa in NNO—SSW-licher Richtung. Die nahezu senkrechte Grenzfläche bildet hier eine steile, von einer dicken *Breccienplatte* bedeckte Wand, wie von J. H. L. Vogt (l. c.) erwähnt. Da die Gruben bis an diese Wand in der Tiefe hineingetrieben sind, in einer Tiefe von ca. 160 M. unterhalb des Niveaus des Hauptstollens, welcher etwa 12 M. über dem Nordsjö liegt, und da östlich von der Breccienwand sich das Grundgebirge in Grubeåsen bis zu 158 M. über dem Meere erhebt, muß die vertikale Höhe der Breccienplatte hier wenigstens 300 Meter hoch gewesen sein. Wir werden unten sehen, daß dieselbe aller Wahrscheinlichkeit nach eher ein Par Tausend Meter hoch gewesen sein dürfte.

NW von dem großen Moor »Fensmyra« findet sich, etwa 350 Meter WSW von der Steigerwohnung, ein niedriger Hügel von festem Felsen, aus Grundgebirge bestehend; im NW-lichen Teil desselben steht *wieder eine Breccie* an. Die Grenze des Fengebietes muß deshalb von dem oben erwähnten Endpunkt der Breccienwand oberhalb der Steigerwohnung etwa in der Richtung ONO—WSW verlaufen.

An der Straße W. von Fensmyra ist ein kleiner Schurf in »Rödberg«; die Grenze ist hier überdeckt. Die Höhe Brillekåshögda, W. vom Hofe Teigen, besteht aus Grundgebirge; etwa 250 M. WNW von Teigen setzt ein Gang von Diabas durch dasselbe und wenige Meter SW von diesem Gang ist das Grundgebirge durch eine recht steilstehende ungefähr nach NNW fallende *Breccienplatte* abgeschnitten, welche ziemlich kontinuierlich bis südlich von Skålås gefolgt werden kann. Dieselbe Breccie steht an unmittelbar südlich vom Häuslerplätzchen Brattskott (mitten zwischen Skålås und Björndalen) und kann von hier ab weiter in der Richtung etwa ONO—WSW, immer in die Höhe steigend, bis etwa 70 M. NW von Harekjern, und wahrscheinlich auch noch etwas weiter in WSW-licher Richtung gefolgt werden. Die Breccienplatte von dem genannten Punkt WNW von Teigen bis NW von Harekjern läßt sich somit ziemlich kontinuierlich in einer Länge von 600 bis 700 Meter verfolgen. Weiter nach WSW ist die unmittelbare Grenze des Fengebietes nicht zusammenhängend aufgegangen, sondern nur durch eine Reihe von Profilen in NNW—SSO-licher Richtung ungefährlich festgestellt. Diese Profile wurden aber leider aufgenommen,

ehe wir die später ausgeführte genauere topographische Karte zur Verfügung hatten.

Eine kontinuierliche Breccienplatte, wie die oben beschriebenen konnte auf der Strecke zwischen Dalen und Raumyråsen (S. von Melteig) nicht beobachtet werden. Der Grundgebirgsgranit stößt auf dieser Strecke an einen eigentümlichen *Syenit* (unten als *Fenit* näher erwähnt) an, und ist längs der Grenze gegen denselben so stark mit Alkalimineralien imprägniert und sonst umgewandelt, daß die Feststellung der genauen Grenze sich hier im Felde nicht durchführen ließ.

Die SW-Ecke des Fengebietes findet sich in der Niederung zwischen Raumyråsen und Tveitåsen, ca. 475 M. SSW vom Hofe Melteig; der Grundgebirgsgranit ist hier nur durch eine schmale Zone des genannten Syenits (Fenits) von den hier herrschenden, neu entdeckten Gesteinen der Ijolithreihe des Melteiggebietes getrennt; der Granit selbst ist in einer Übergangszone stark mit Alkalimineralien imprägniert. Von dem genannten Eckpunkt bis zum Eckpunkt östlich von Skålås verläuft somit die Grenze des Fengebietes in einer Länge von etwa 2400 Meter durchschnittlich ungefähr in der Richtung WSW—ONO.

Von dem Eckpunkt SSW von Melteig verläuft die Grenze nun zuerst in einer Länge von ca. 450 Meter ungefähr in nördlicher Richtung, biegt wahrscheinlich wieder nördlich von Tveitåsen etwas gegen WNW bis etwa 150 M. östlich von Briskemyr, und von hier ab in einer Länge von etwa 1450 M. bis nach dem Pfarrerhof (»Præstegaard«) wahrscheinlich in der Richtung etwa SSW—NNO. Die Grenze ist auf dieser ganzen Strecke vollständig überdeckt; nur an einer einzigen Stelle (eine kleine Felsenfläche südlich vom Kreuzpunkte des Weges von Holla nach Briskemyr und des Weges nach Melteig) ist eine Grenze zwischen imprägniertem Gneisgranit und »Fenit« bis auf wenige Meter entblößt.

An der Landstraße findet sich etwa 40 M. südlich vom Pfarrerhofe ein kleiner Aufschluß von Fenit, am Hofe selbst Grundgesteinsgranit; die Grenze setzt in derselben Richtung fort bis ca. 200 Meter NNO vom Pfarrerhofe; sie ist auch hier nicht unmittelbar entblößt, die Entfernung des Granites von dem jüngeren Syenit (Fenit) ist aber auch hier nur wenige Meter.

Von dem genannten Punkt biegt dann die Grenze herum in der Richtung SO—NW bis etwa 50 M. SW von den Häusern der beiden Höfe W. Kåsene, auf einer Strecke von etwa 200 Meter; die unmittelbare Grenze ist auch hier überdeckt durch Ackererde, mit Grundgebirgsgranit auf der SW-Seite, und einem schmalen Längsrücken von Kalkstein und »Hollait« (siehe unten) auf der NO-Seite.

Von dem genannten Punkt nahe bei W. Kåsene biegt die Grenze wieder um und verläuft in der Richtung etwa WSW—ONO bis ungefähr an die Stelle, wo die grofse Landstrafse von Ulefoss den Bach nach Ringsevja überbrückt, in einer Länge von etwa 400 Meter, die ganze Strecke überdeckt, mit kleinen entblöfsten Felsen von Gneisgranit auf der NW-Seite, und von »Fenit« etc. auf der SO-Seite.

Von der genannten Brücke verläuft die Grenze in ungefähr ONO-licher Richtung zuerst etwa 400 Meter vollständig überdeckt, dann in ca. 150 M. Länge mit Granit auf der NNW-Seite, Fenit auf der SSO-Seite längs dem ziemlich steilen Abhang am Ufer des Nordsjö, nördlich von Söve; es mag aber schon hier bemerkt werden, dafs dieser »Fenit« der Sövehalbinsel gewifs wesentlich ein metamorphosierter Grundgebirgsgranit sein dürfte.

Von diesem Eckpunkt ab (gleich östlich von demselben ist der Marmorbruch der Hydro-elektrischen Stickstoff-Aktiengesellschaft) ist der Verlauf der Grenze gänzlich unbekannt, indem dieselbe von dem Wasser des Nordsjö überdeckt ist. Vielleicht verläuft dieselbe hier nicht weit vom Ufer in einem grofsen Bogen bis an die steile Breccienwand der Ostgrenze des Fengebietes.

Unter dieser Voraussetzung bildet das Fengebiet im Grundgebirge ein aus jüngeren Gesteinen bestehendes Gebiet mit recht unregelmäfsiger Umgrenzung. Der Abstand zwischen dem Pfarrerhof und der Breccienwand östlich von den Gruben ist in W—O-licher Richtung ungefähr 2200 Meter, und zwischen Björndalen in SSO und dem oben genannten Marmorbruch am Ufer von Nordsjö in NNW ungefähr 2300 Meter.

Abgesehen von dem Areal des durch das Wasser von Nordsjö bedeckten NO-lichen Teils des Fengebietes (vielleicht 0.3 km^2) wäre das Areal desselben etwa 4.2 Quadratkilometer. Sowohl die Gröfse als die Form des Fengebietes sind somit recht beträchtlich abweichend von den älteren ungefährlichen Angaben von Professor Vogt.

In dem bei weitem gröfsten Teil des Fengebietes sind die auftretenden festen Gesteine von losen Ablagerungen, wesentlich *marinen Thonabsetzungen* (und diese überlagerndem Torfmoor) überdeckt. Wenn man sich diese lose Decke entfernt vorstellt, würde die Verteilung der festen Gesteine sich wahrscheinlich ungefähr derartig verteilen:

Der gröfste östliche Teil besteht wahrscheinlich ganz vorherrschend aus »*Kalkstein*« und zum geringeren Teil aus damit zusammenhängendem *Rödberg*, zusammen vielleicht etwa 2 Quadratkilometer einnehmend; diese Schätzung ist jedoch des sehr überdeckten Terrains wegen recht unsicher.

Es ist ferner wahrscheinlich, dafs das auch stark überdeckte Areal ungefähr *zwischen* 1) einer Linie von einem Punkt zwischen Lövåskollen und

Juvet in SW längs dem W.-Abhang der Vibetohöhe nach der Sägemühle und weiter in der Richtung nach der Brücke über den großen Bach W. von Tufte und von hier in einem großen Bogen nach Torsnes in O. und NO, samt 2) längs der Grenze von Lövåskollen bis NNO von Briskemyr in S. und 3) einer Linie von diesem letzten Punkt bis an die Ostseite des Pfarrerhofwaldes und weiter nach W. Kåsene in W. zum bei weitem größten Teil von *Gesteinen der Ijolithreihe* und damit zusammenhängenden Eruptivgesteinen eingenommen wird, zusammen ein Areal von etwa 1.8 bis 1.9 Quadratkilometer einnehmend; ähnliche Eruptivgesteine treten zum Teil auch längs dem Seeufer zwischen Söve und Torsnes auf.

Die Randpartien in Süd und SW, wahrscheinlich auch längs der Westgrenze, sowie in großer Ausdehnung wieder längs der NW- und Nordgrenze werden vorherrschend von den eigentümlichen, unten als »*Fenite*« *bezeichneten Syenitgesteinen* eingenommen, zusammen über ein Areal von vielleicht etwa 0.3 Quadratkilometer, oder etwas weniger.

Diese Schätzungen können, der ausgedehnten Überdeckung wegen, selbstverständlich nur ziemlich unsicher sein.

Der Unterschied von den Aufgaben älterer Darstellungen, nach welchen das Fengebiet eine, etwa 6 Quadratkilometer einnehmende, eingesunkene Kalksteinplatte ausmachen sollte, ist jedoch wie man sieht ganz bedeutend; die Kalksteine nehmen, wie wir gesehen haben, kaum die Hälfte des Areals des Fengebietes ein, der übrige Teil wird von einer Anzahl früher nicht bekannten, jüngeren Eruptivgesteinen eingenommen.

DIE JÜNGEREN ERUPTIVGESTEINE DES FENGEBIETES.

Wie oben erwähnt ist ein wesentlicher Teil des Fengebietes von verschiedenen *jüngeren* Eruptivgesteinen, die früher unbekannt waren, eingenommen; diese sind alle entweder Tiefengesteine oder Ganggesteine, Effusivgesteine kommen nicht vor. Die älteren der auftretenden Tiefengesteine sind meistens *ultrabasische* Gesteine, in der Regel ohne Feldspat, zum Teil auch ohne oder fast ohne Nephelin, zum großen Teil aber Nephelin führende, teils sehr melanokrate, zum Teil aber auch leukokrate Gesteine; die jüngeren sind eigentümliche Syenite. Folgende Haupttypen sollen unten unterschieden und näher erwähnt werden.

1. *Vibetoite;* melanokrate, zum Teil sehr grobkörnige Gesteine fast ohne Feldspat und Nephelin, wesentlich aus Hornblende, Pyroxen und Biotit bestehend, gewöhnlich reich an Apatit und Kalkspat. Der Vibetoit ist beschränkt auf ein Gebiet zwischen dem Weg von Vibeto-Oppigaren nach Dalen und dem Vibetobach, und ist besonders in Nigarskåsa das herrschende Gestein.

2. *Gesteine der Jacupirangit-Melteigit-Ijolith-Urtit-Serie.* Eine kontinuierliche Gesteinsserie bestehend aus *grünen Pyroxenen mit Nephelin*, als Hauptmineralien, in stetig sich änderndem Mengenverhältnis von ultramelanokraten bis zu ultraleukokraten Mischungen. Die melanokraten Glieder sind im Fengebiet vorherrschend. Nehmen die ganze Südwest-Ecke des Fengebietes ein, besonders in der Umgegend von Melteig und Håtvet. *Derivate* dieser Gesteine treten in größerer Ausdehnung auch längs der N.-Grenze des Fengebietes auf, ebenso zwischen der Landstraße W. von Tufte und Kasene sowie auch längs der S.-Grenze des Fengebietes. Anfangende Umwandlung zeigen z. B. die *Borolanit-Melteigite* S. vom Hofe Melteig, mehr durchgreifende Umwandlungsprodukte sind *Muscovit-Biotit-Calcitfelse*, *Biotit-Calcitfelse* etc.

Eine Reihe verschiedener *Ganggesteine* begleiten den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe: *Melanit-Mikromelteigite*, *Mikromalignite*, *Tinguaite*, *Melteigitpegmatite*, *Kamperite*.

3. *Gesteine der Tveitåsit-Fenit-Serie*, eine wahrscheinlich kontinuierliche Gesteinsserie bestehend aus *grünen Pyroxenen mit Alkali-Feldspäten* (Albit und Kalifeldspat) als Hauptmineralien, in stetig sich änderndem Mengenverhältnis, von melanokraten bis leukokraten Gliedern. Die ersteren (die *Tveitåsite*) treten nur ganz untergeordnet auf, die letzteren (die *Fenite*) sind über größere Strecken verbreitet, überall, wie schon oben erwähnt, als Grenzgesteine, längs der S.-Grenze der W.-Grenze und der N.-Grenze des Fengebietes. Auch die Fenite sind von entsprechenden Ganggesteinen begleitet.

4. Eigentümliche *Nephelinsyenite*, *Juvite*, sowie nephelinarme Orthoklas führende melanokrate Gesteine, *Malignite*, finden sich an wenigen Stellen, meistens nahe an den Grenzen des Fengebietes in geringer Verbreitung.

5. *Karbonatreiche Gesteine*, die als Erstarrungsprodukte einer Mischung des Ijolith-Melteigit-Magmas (und eines Fenitmagmas) mit einem Calcitmagma aufgefaßt sind, teils relativ reich an Silikaten (*Hollaite*, wesentlich aus der Strecke zwischen Holla Kirchenruine und W. Kåsene) teils mit relativ geringem Gehalt an Silikaten (*Kåsenite*).

Auch die *Kalksteine* des Fengebietes (*Sövite*, *Rauhaugite*) sind als Erstarrungsgesteine aufgefaßt.

Auch entsprechende *karbonatreiche Ganggesteine* treten im Fengebiet als größere oder kleinere Gänge auf (darunter eutektisch struierte Pegmatite (*Ringitpegmatite*, *Hollaitpegmatite*) ferner *Ringite*, *Sövite* etc.

6. Jünger als alle oben erwähnten Gesteine sind kleine Intrusivmassen und größere Gänge von MgO- und CaO-reichen, meistens stark zersetzten melanokraten Gesteinen der *Alnöitreihe*, hier als *Damkjernite* zusammengefaßt, an einer Anzahl einzelner Vorkommen im Fengebiet, meistens innerhalb desselben, sparsam auch an Gängen außerhalb desselben. Diese Damkjernite sind chemisch, wie in ihrer Mineralienzusammensetzung verwandt mit gewissen ultrabasischen Intrusivgesteinen der Essexitreihe des Kristianiagebietes, namentlich längs der Westgrenze desselben.

7. Jünger als alle die oben erwähnten Gesteine des Fengebietes sind einige ausgesprochene Spalten-Gänge von *Diabasen* und *Proterobasen*, Typen, die den häufigsten, in Tausenden von Gängen auftretenden jüngsten Eruptionen des Kristianiagebietes genau entsprechen. Diese Diabasgänge des Fengebietes und seiner Umgebung stammen deshalb ganz sicher direkte aus dem Magma des Kristianiagebietes, und haben nichts mit dem speziellen Magma des Fengebietes und seiner Gesteinsgesellschaft zu schaffen.

Die verschiedenen oben kurz erwähnten Eruptivgesteine sollen nun unten näher beschrieben werden; zuerst dann die Hauptserie des Fengebietes, die *Jacupirangit-Melteigit-Ijolith-Urtit-Serie* und die damit gewiß nahe genetisch verbundenen ultrabasischen *Vibetoite*.

Die Gesteinsserie der Urtite-Ijolithe und Melteigite.

Im Fengebiet ist, wie oben erwähnt, in ausgezeichneter Ausbildung eine *Gesteinsserie* repräsentiert, welche in einer kontinuierlichen Serie, mit allen möglichen Zwischengliedern zwischen den Endgliedern, in qualitativer Beziehung aus denselben melanokraten und leukokraten Mineralien besteht, nur in quantitativ verschiedener Mischung: mit mehr als 85 % *Nephelin* (und seinen Derivaten *Cancrinit* und *Muscovit*), herab zu weniger als 10 %, und umgekehrt mit weniger als 7 % *grüner Pyroxene* (*Ägirin* und *Ägirindiopsid*), mit oder ohne Biotit, herauf zu bis mehr als 75 %.

Das *leukokrate Endglied* dieser Serie, der *Urtit* wurde 1896 zuerst von W. Ramsay aus Lujaur-Urt auf der Halbinsel Kola beschrieben[1]. Der Urtit aus diesem Vorkommen ist ein mittelkörniges hellfarbiges Gestein, bestehend aus ca. 82 % bis 85¾ % Nephelin, mit schwarzen Partien von poikilitisch durchlöchertem Ägirin, nach den Analysen berechnet zu 16 % bis 12 %, samt ca. 2 % Apatit; es bildet recht ausgedehnte mächtige Lagergänge (oder vielleicht Schlieren) oder durchsetzende Gänge in dem umgebenden Hauptgestein, dem Lujaurit. Urtit wurde ferner später auch erwähnt aus dem Nephelinsyenit-Gebiete W. von Lijdenburg, Transvaal, wo das Gestein, wie in Lujaur-Urt mit verschiedenen Nephelingesteinen (Foyaiten und Lujauriten) zusammen vorkommt[2].

Für *die mittleren Glieder* dieser Serie wurde von W. Ramsay und H. Berghell die Gesteinsgattung »*Ijolith*« 1891 aufgestellt, auf Grundlage ihrer Untersuchung über das schon seit 1847 bekannte nephelinreiche Gestein von *Iivaara* im Kirchspiel *Kuusamo* im nördlichen *Finnland*[3]. Sie charakterisierten dasselbe als »*die granitisch körnige Ausbildung eines solchen Magmas, das früher in der Nephelinitmodifikation bekannt ist*«. Eine ausführlichere Beschreibung des Gesteins von Kuusamo wurde später (1900) von V. Hackmann geliefert[4].

Dieser Ijolith besteht nach seiner Darstellung wesentlich aus *Nephelin* und *Ägirinaugit*, daneben »in mehr oder weniger großer Menge *Titanit*, *Apatit*, *Iivaarit* und ganz lokal auch *Wollastonit*, ferner sekundär auch *Cancrinit*, *Calcit* und *Zeolithe*«.

[1] W. Ramsay. „Urtit, ein basisches Endglied der Augitsyenit-Nephelinsyenit-Serie". Geol. Fören. i Stockholm. Förhandl. B. 18, S. 459—468.

[2] H. A. Brouwer. Oorsprong en Sammenstelling der Transvaalsche Nephelinsyenieten. Haag 1910. S. 175.

[3] Wilh. Ramsay und Hugo Berghell. „Das Gestein von Iivaara in Finnland". Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. 13; S. 300—312.

[4] V. Hackmann. „Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo". Bull. d. l. Comm. Géol. de Finlande. No. 11, S. 1—45.

Die *mittlere chemische Zusammensetzung* des Gesteins von Kuusamo wurde von HACKMANN aus vier verschiedenen Analysen berechnet zu:

SiO_2	42.89
TiO_2	1.05
Al_2O_3	19.45
Fe_2O_3	3.34
FeO	3.09
MnO	0.39
MgO	3.74
CaO	10.99
Na_2O	10.03
K_2O	2.17
P_2O_5	1.54
Zusammen	98.68 %

wozu dann noch käme ein wenig H_2O, CO_2 etc.

HACKMANNN berechnete ferner aus diesen Zahlen eine durchschnittliche Mineralienzusammensetzung des Kuusamo-Ijolithes von etwa:

Nephelin	51.62
Ägirinaugit	39.17
Apatit	4.32
Titanit	2.09
Iivaarit	0.72
Kalkspat etc.	2.08
	100.00

Der typische Ijolith von Kuusamo besteht somit ganz vorherrschend mehr als zur Hälfte aus Nephelin, und zu ungefähr $^2/_3$ aus Ägirinaugit.

Im Fengebiet finden sich nun sowohl Glieder mit der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Urtite und der typischen Ijolithe, mit denjenigen von Kuusamo genau übereinstimmend, als auch *Glieder mit einem bedeutend höheren Gehalt an grünem Pyroxen und entsprechend abnehmendem Nephelingehalt.* Und diese letzteren stark melanokraten Glieder scheinen im Fengebiet sogar die herrschenden Gesteine zu sein, während die typischen Ijolithe wohl etwas weniger verbreitet sind, und die Gesteine von der nephelinreichen Zusammensetzung der Urtite nur ganz untergeordnet aufzutreten scheinen.

Für diese melanokraten Glieder der ganzen Serie, welche im Fengebiet mutmaßlich vorherrschend sind, fehlt, wie unten näher nachgewiesen werden soll, bis jetzt eine besondere Bezeichnung; der von ROSENBUSCH auf Materiale von madagassischen Gesteinen aufgestellte Typus der *Bekinkinite* bezieht sich nämlich *nicht* auf melanokrate Glieder der Urtit-Ijolith-Serie, sondern auf Gesteine von sowohl chemisch als mineralogisch

wesentlich verschiedener Zusammensetzung, welche nicht dieser Serie angehörig sind.

Für die melanokraten Glieder der Urtit-Ijolith-Serie, Glieder mit weniger als ca. 45 % Nephelin (und Derivate davon) und mit grünem, thonerdearmem Pyroxen (z. T. Ägirindiopsid) als Hauptmineral soll hiermit nach der Lokalität Melteig im Fengebiet, wo sie ganz vorherrschend auftreten, der Name Melteigit eingeführt werden.

Zu näherer Erläuterung über die Vollständigkeit, in welcher die verschiedenen Glieder der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie in der Gegend von Melteig im Fengebiet repräsentiert sind, soll unten, ihre nähere Beschreibung vorgreifend, eine Tabelle über Analysen von repräsentativen Gliedern der Serie angeführt werden. Sämtliche Analysen sind auf Material von normalen, mittelkörnigen Tiefengesteinen von Herrn A. Rodland im Laboratorium des mineralogischen Instituts der Kristiania Universität ausgeführt:

	1. *Urtit* Melteig	2. *Biotit-ijolith* SW von Melteig	3 *Ijolith* S von Melteig	4. *Ijolith-Melteigit* Hauptgestein S von Melteig	5. *Melteigit* Melteig	6. *Melteigit-Jacupirangit* Melteig	7. *Melteigit Jacupirangit* Melteig	Mittel der 7 Analysen
SiO_2 . .	39.50	33.88	40.50	39.53	40.64	44.34	43.58	40.28
TiO_2 . .	0.25	2.82	1.94	3.72	2.24	1.57	2 51	2.15
ZrO_2 . .	0.01	0.03	0.08	0.05	0.10	0.08	0.04	0.06
Al_2O_3 .	30.25	22.30	19.65	13 55	10.58	6.90	7.80	15.86
Fe_2O_3 .	1.02	5.58	3.53	4.85	4.18	5.23	4.23	4.09
FeO . .	1.23	4.75	3.70	4.85	4.18	6.31	6.09	4.44
MnO . .	0.06	0.20	0.20	0.20	0.28	0.40	0.22	0 22
MgO . .	0.29	1.80	3.46	3.46	6.47	6.81	6.46	4.11
CaO . .	4.86	9.41	12.21	15.84	19.91	19.63	21.93	14.83
BaO . .	0.06	0.06	0.09	0.05	0.11	0.10	0.02	0.07
Na_2O . .	13.38	9.44	8.64	6.17	4 75	3.14	1.10	6.66
K_2O . .	5.60	4.68	3.41	2.55	1.86	1.28	1.33	2.96
H_2O . .	— 0 07	0.02	0.14	0.08	0.14	0.10	0.07	(0.09)
	+ 0.37	0.57	0.30	0.33	0.27	0.32	1.27	0.49
P_2O_5 . .	0.44	2.12	0.71	2.08	1.91	2.23	2.58	1.72
CO_2 . .	2.62	2.02	1.66	1.89	2.08	0.95	0.10	1.62
Cl . . .	0.02	0.01	0.02	0 02	0.03	0.06	0.02	0.02
F	0.05	0.17	0.07	0.18	0.12	0.20	0.24	0.15
S	0.02	0.24	0.13	0 50	0.05	0.26	0.21	0.20
	100.10	100.10	100.44	99.90	99.90	99.91	99.80	100.02
Sp. G. .	2.64	2.92	2.92		3.10			

Der Ijolith S. von Melteig stimmt, wie man sieht, in seiner chemischen (wie auch in seiner mineralogischen) Zusammensetzung mit dem oben angeführten Mittel der Ijolithe von Kuusamo sehr nahe überein; nur ist der Na_2O-Gehalt im norwegischen Gestein etwas kleiner, der K_2O-Gehalt umgekehrt etwas größer als im finnländischen Ijolith. Der größere CO_2-Gehalt in den nor-

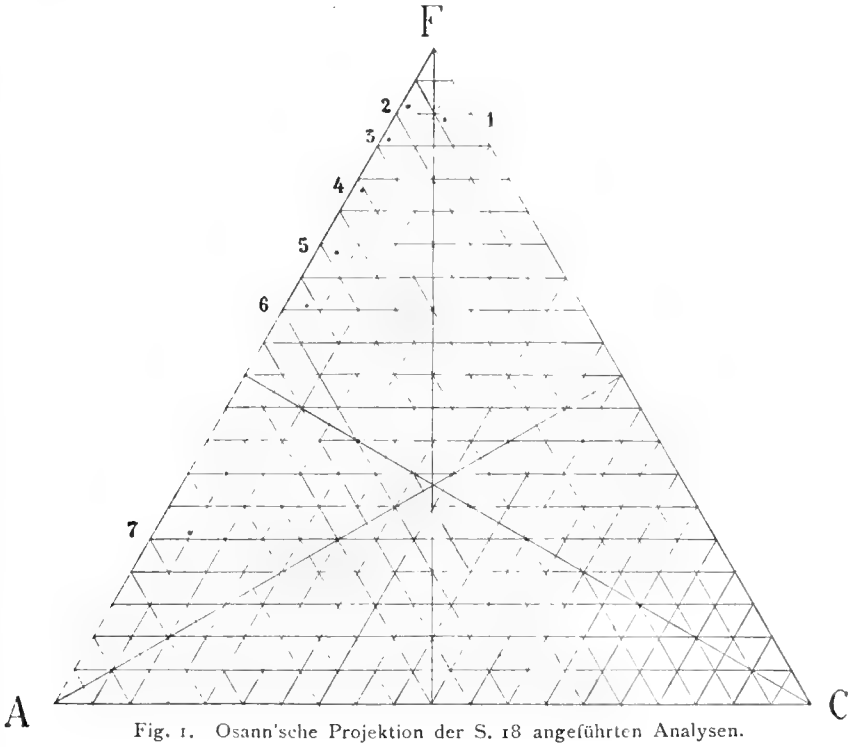


Fig. 1. Osann'sche Projektion der S. 18 angeführten Analysen.

1	Melteigit-Jacupirangit.	W. v. Melteig.	A. Rødland
2	Melteigit.	Melteig.	— » —
3	— » —	— » —	— » —
4	— » —	— » —	— » —
5	Ijolith.	— » —	— » —
6	Biotitijolith.	— » —	— » —
7	Urtit.	— » —	— » —

wegischen Gliedern der Serie ist nicht auf geringere Frische oder auf sekundäre Zersetzung zu beziehen, sondern *der Kalkspat ist in diesen Gesteinen ein vollkommen primäres Mineral*, was an anderer Stelle näher erläutert werden soll.

Gesteine, welche sowohl chemisch als auch in ihrer Mineralienzusammensetzung mit den Melteigiten übereinstimmen, müssen nach der Beschreibung Hackmanns[1] auch im Kuusamogebiet auftreten; doch treten sie hier nur als schmale Randzonen oder als Schlieren »von starker Pyroxenanhäufung bei einem gleichzeitigen Feinerwerden des Kornes« auf. »Alle

[1] L. c. S. 24–26.

diese Schlieren äußerst pyroxenreichen Ijolithes haben megaskopisch das Aussehen von dunkelgrünem, mehr oder weniger feinkörnigem bis dichtem Pyroxenfels«. Sie werden von HACKMANN als endogene durch Spaltungsvorgänge im Magma gebildete Kontaktgesteine aufgefaßt. Eine Figur (Taf. 1, Fig. 3) zeigt die äußerst kleinkörnige, dichte Struktur dieser Gesteine, die somit von der mittelkörnigen, bisweilen sogar grobkörnigen, normalen Tiefengesteinsstruktur der Melteigite des Fengebietes ganz verschieden ist. Feinkörnige Gesteine den eben erwähnten von Kuusamo genau entsprechend kommen übrigens bei Melteig als dünne Gänge und Schlieren in dem normalkörnigen Melteigit vor. Derartige sehr feinkörnige bis dichte Gang- und Schlierengesteine können als »*Mikromelteigite*« bezeichnet werden.

Zum näheren Vergleich mit den norwegischen Gesteinen der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie soll unten zuerst auch eine Übersicht der von anderen Teilen der Welt früher beschriebenen Vorkommen derartiger, verwandter Gesteine geliefert werden.

Kaljoktal, etc., Kola.

Ein neues Vorkommen von »Ijolith« wurde 1894 von W. RAMSAY und V. HACKMANN beschrieben vom *unteren Kaljoktal im Umptek, Kola*[1]. Dieser sogenannte »Ijolith« ist zum Unterschied von dem in einem größeren Massiv auftretenden mittelkörnigen, hypidiomorph struierten Gestein von Kuusamo ein sehr feinkörniges, schieferiges, dunkelgraues bis schwarzes Gestein, das zwischen Bänken von mittelkörnigem Nephelinsyenit ein nur wenige Meter dickes Lager bildet. Die chemische Zusammensetzung, sowie auch die Mineralienzusammensetzung unterscheiden sich nur wenig von denjenigen des Gesteins von Kuusamo. Die Hauptmineralien sind wie bei diesem Nephelin und Ägirinaugit; daneben kommen in geringerer Menge *Biotit*, recht reichlich *Titanit*, samt sparsam Magnetit vor, und als sekundäre Mineralien treten Analcim und Natrolith auf. Daß hier ein aus einem Ijolithmagma stammendes Gestein vorliegen muß, dürfte unzweifelhaft sein. Es ist aber kein normalkörniger Ijolith, sondern am nächsten ein schieferiger »*Mikroijolith*«. Ein derartiges sehr feinkörniges, nur in einem wenige Meter mächtigen Lagergang (oder Schliere?) auftretendes Gestein direkte als einen Ijolith zu bezeichnen, scheint mir ebenso wenig berechtigt, als wenn man einen feinkörnigen, in einem ganz wenig mächtigen Gang auftretenden »Aplit« als einen ordinären »Granit« bezeichnen wollte. Die Bezeichnung »Ijolith« muß meiner Ansicht nach auf die massenförmig auf-

[1] V. HACKMANN. „Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenites von Umptek". Fennia Vol. 11, No. 2, S. 181 ff.

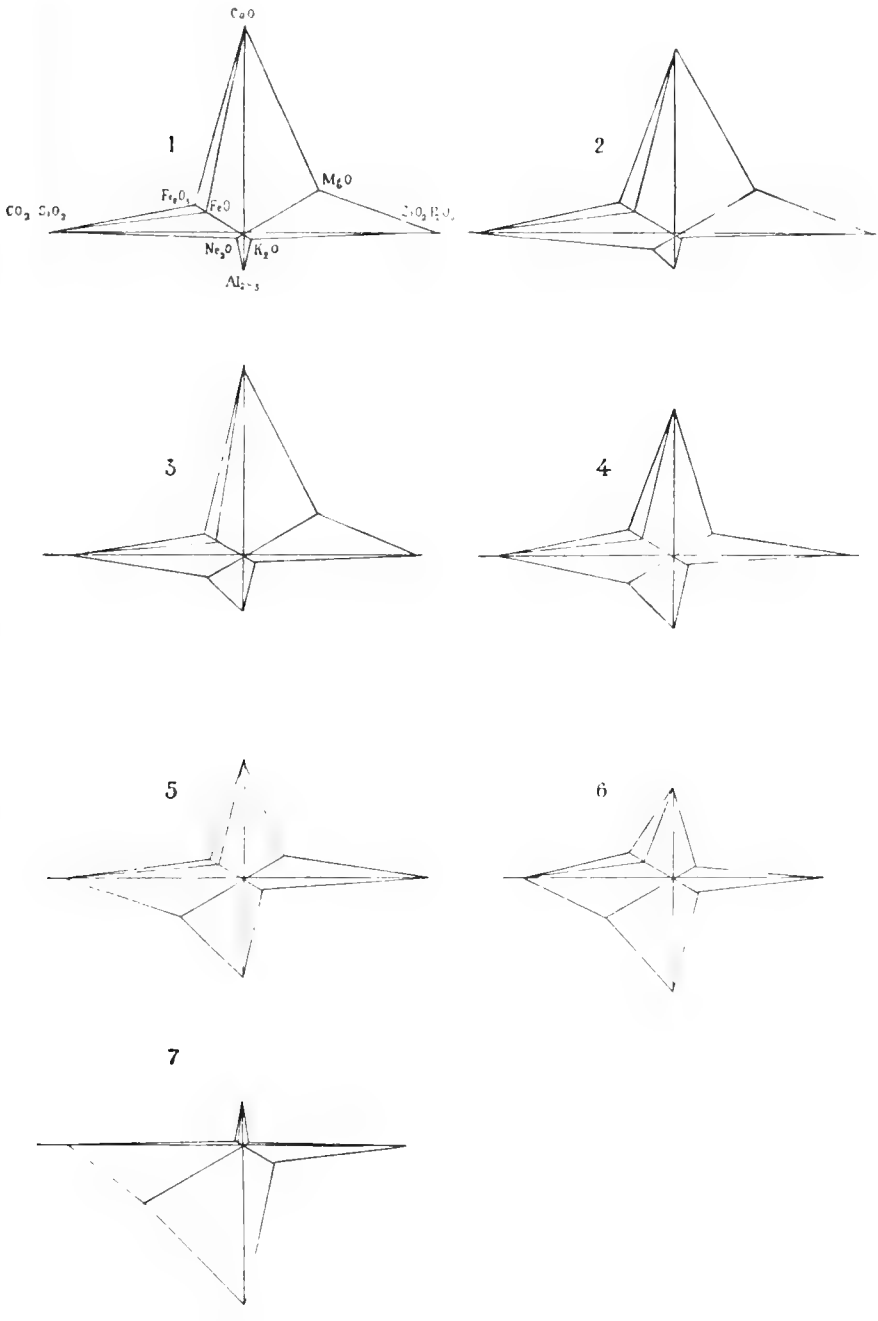


Fig. 2. Brøgger'sche Diagramme der S. 18 angeführten Analysen.

tretenden *normalkörnigen* Tiefengesteinstypen des Ijolithmagmas beschränkt werden.

Dieselbe Bemerkung gilt dann auch einem vom Umptekitgebiet ebendaselbst als »Ijolith« beschriebenen *dichten Ganggestein* vom *Imandra See* (bestehend aus vorherrschendem *Nephelin*, mit hellgrünlichem *Diopsid*, samt unterordnet, Biotit, Perowskit, Eisenerz, Apatit und sehr sparsam Orthoklas).

Vom Tale *Tachtarwum* im Umptekgebiet hat nun ferner auch TH. BRENNER[1] als Ijolith ein dunkles feinkörniges Ganggestein beschrieben, bestehend aus angeblich etwa 38.25 % Nephelin, 31.96 % brauner Hornblende, 16.24 % Ägirin-Augit, 5.78 % Titanit, 3.81 % Mosandrit, 2.37 % Magnetit, 1.59 % Apatit. Die chemische Analyse des Gesteins stimmt ziemlich nahe mit derjenigen eines der Ijolithe von Iivaara, Kuusamo. Ich würde auch dies Gestein am besten als einen *bekinkinitischen Mikroijolith* bezeichnen (siehe weiter unten S. 46 ff).

Alnö, bei Sundsvall, Schweden.

Im Jahre 1895 publizierte Professor A. E. HÖGBOM eine außerordentlich interessante Abhandlung »*Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö*«[2]. Er wies dabei nach, daß hier neben dem herrschenden Nephelinsyenite auch eine Reihe feldspatarmer und feldspatfreier, an Nephelin mehr oder weniger reicher Nephelingesteine auftreten, die mit den finnländischen Ijolithen recht nahe verwandt sind. Sie bestehen aus denselben Mineralien wie diese — wesentlich *Nephelin*, *Cancrinit*, *Ägirindiopsid* und *Melanit*, mit etwas Titanomagnetit, Magnetkies, ein wenig Apatit, Titanit, bisweilen auch mit etwas Biotit etc., namentlich aber häufig und oft ganz reichlich *Kalkspat*. Sowohl leukokrate als mehr oder weniger bis sehr stark melanokrate Glieder der Serie dieser Nephelingesteine sind repräsentiert.

Chemische Analysen von den normalen, mittelkörnigen bis grobkörnigen Tiefengesteinen dieser Ijolith-Melteigit-Reihe von Alnö liegen bis jetzt nicht vor[3]. Indessen hat HÖGBOM seiner Beschreibung dieser Gesteine auch eine sehr instruktive Farbentafel beigefügt, an welcher die prozentische normale Mineralienzusammensetzung derselben angegeben ist. So wäre z. B. die Zusammensetzung eines typischen Alnöijolithes nach dieser Angabe: Nephelin 65.0, Cancrinit 5.0, Kalkspat 3.5, Ägirindiopsid 5.0, Melanit 18.0, Magnetkies 2.0, Titanomagnetit 1.5, = 100.0 %.

[1] TH. BRENNER. „Über Theralith und Ijolith", Bull. de la commission géologique de Finlande, No. 52 (Helsingfors 1920), S. 17 ff.

[2] Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. 17, S. 101—158 und S. 214—258, mit 2 Tafeln.

[3] Die beiden von NAIMA SAHLBOM (Neu. Jahrb. f. Min. etc. 1897, II, S. 99) publizierten Analysen von Alnögesteinen beziehen sich auf dichte Ganggesteine („Nephelinit" und „Nephelinporphyr").

Aus diesen Zahlen sowie aus den von HÖGBOM angeführten chemischen Analysen der Zusammensetzung der einzelnen Mineralien der Nephelingesteine von Alnö habe ich versucht die chemische Zusammensetzung eines typischen Alnöijolithes annäherungsweise zu berechnen und habe dabei folgende Zahlen gefunden: SiO_2 38.78, TiO_2 1.38, Al_2O_3 23.52, Fe_2O_3 6.39, FeO 1.25, MnO 0.11, MgO 0.45, CaO 10.57, Na_2O 9.22, K_2O 4.22, H_2O 1.69, P_2O_5 Spur, CO_2 1.84, S 0.58, = 100.00.

Abgesehen von der Zahl für MgO, die wahrscheinlich etwas zu niedrig sein dürfte, stimmen diese Zahlen ziemlich gut mit der Zusammensetzung des typischen Ijolithes von Iivaara; der hohe CO_2-Gehalt (aus Cancrinit und Kalkspat) findet sich ganz normal entsprechend auch in den norwegischen Ijolithen.

Charakteristisch für die Alnöijolithe ist der auffallend hohe Gehalt an *Melanit* und anderen titanreichen Granaten; diese Eigentümlichkeit der Zusammensetzung des normalen Gesteins findet sich entsprechend auch in dem unten besprochenen Ijolithgebiet von Magnet Cove, Arkansas. Übrigens führen ja entsprechend auch die normalen finnländischen Ijolithe in der Regel einen größeren oder kleineren Gehalt von *Iivaarit*; und auch in den norwegischen Ijolithen und namentlich in den Melteigiten findet sich lokal eine Anreicherung mit Melanit, häufig begleitet von einem tantal-niobführenden Mineral der Mikrolit-Pyrochlor-Gruppe.

Die ausgezeichnete Untersuchung HÖGBOMS über das Alnögebiet zeigt, daß dasselbe in vielen Beziehungen, — namentlich auch was die geologischen Verhältnisse desselben betrifft —, sehr nahe Analogien mit dem Fengebiet erweist, und mit diesem Gebiete überhaupt näher übereinstimmt als irgend welche anderen Vorkommen von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe, was an mehreren anderen Stellen dieser Abhandlung speziell nachgewiesen werden soll.

Das Borolanitgebiet in Assynt, Sutherland, Schottland.

Im Jahre 1892 publizierten J. HORNE und J. J. H. TEALL eine Abhandlung über den »*Borolanit*[1]«; ausführlichere Mitteilungen lieferten später zuerst TEALL[2], dann SHAND[3]. Das in diesen Publikationen besprochene Gebiet ist belegen nahe der NW-Ecke Schottlands in Assynt, Sutherland; die geologische Karte desselben[4] zeigt ein wahrscheinlich lakkolitisches Vorkommen

[1] „On Borolanite". Transact. of the Roy. Soc. of. Edinburgh, Vol. XXXVII, Part I, (1892).

[2] „On Nepheline-Syenite and its associates in the North of Scotland". Geol Mag. Dec. IV, Vol. VII, S. 385—392.

[3] „Über den Borolanit und die Gesteine des Cnoc-na-Sroine-Massivs in Nord Schottland". Neu. Jahr. f. Min. etc. Beil. B. XXII, (1906), S. 413—453.

[4] Geol. Surv. of Scotland, Blatt 101; reproduziert in der obenzitierten Abhandlung Shands.

einer Reihe nahe verbundener Gesteine, innerhalb eines elliptischen Gebietes, dessen lange Achse (NW—SO) etwa 5.7 Km., und dessen kurze Achse (NO—SW) etwa 4.1 Km. wären. Der Kern dieses Gebietes besteht nach TEALL und SHAND aus syenitischen Gesteinen, die sie mit den *Nordmarkiten* des Kristianiagebietes vergleichen; sie heben sich in Cnoc na Sroine zu etwa 460 Meter ü. d. M. Am nördlichen sowie am südwestlichen Fuß desselben sind kleine Vorkommen von Melanit führenden oder an Melanit freien *Nephelinsyeniten* nachgewiesen (siehe weiter unten, unter »*Juvit*«). Endlich findet sich längs dem Rande des Massives rings herum, namentlich im SO sehr verbreitet, eine Reihe dunkler, melanokrater Gesteine, die zum Teil durch einen größeren oder kleineren Gehalt an *Melanit* ausgezeichnet sind, und von TEALL und HORNE nach dem Landsee Lake Borolan als »*Borolanite*« zusammengefaßt wurden. Diese Gesteine sind zum Teil nephelinführend und wurden auch schon von TEALL mit dem Ijolith von Iivaara, sowie mit dem »Pseudoleucitgestein« von Magnet Cove, Arkansas verglichen.

Dies Eruptivgebiet setzt *in kambrischem Kalkstein* auf und ist rings herum von diesem umgeben. Als kleine Intrusivmassen (sills) und Gänge in diesem finden sich nun auch zahlreiche Vorkommen von teils melanokraten, dunklen, an *Barkevikit* reichen Gesteinen (*Camptoniten* und Vogesiten), teils auch von hellen, leukokraten Feldspatgesteinen (»Felsites«) »clearly allied to certain peculiar rocks occurring in the Christiania district« (TEALL l. c.).

Über die Altersverhältnisse der verschiedenen Gesteinstypen des Assynt-Gebietes zu einander sind keine näheren Beobachtungen publiziert; TEALL bemerkt darüber (Geol. Mag. l. c.): »To what extent the different rocks represent successive intrusions, differentiation *in situ* or the result of a modification of the original magma by the absorption of adjacent limestones, has not been clearly made out. It is quite possible that all these operations will have to be taken in account«.

Der Borolanit selbst, sowie einzelne der mit demselben zusammen auftretenden Gesteine werden weiter unten zum Vergleich mit verwandten Gesteinen des Fengebietes näher erwähnt.

Oberwiesental, im Erzgebirge.

Typische, den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe (mit Nephelin und *grünen* Pyroxenen als wesentlichen Mineralien) genau entsprechende *Nephelinite* sind nach ROSENBUSCH[1] in Europa nur aus Monte Vulture bei Melfi bekannt. Aus dem Nephelindolerit vom *Oberwiesental* haben aber zuerst

[1] Elem. der Gesteinslehre, 3. Ausg. (1910) S. 462; Mikr. Phys. d. Mass. Gest. 4. Aufl. S. 1435.

A. Sauer[1], später A. Lacroix[2] »endogene Einschlüsse« von holokrystallinen, hypidiomorph körnigen Tiefengesteinen beschrieben, welche nach Lacroix zum Teil aus vorherrschendem *grünem* Pyroxen, mit Perowskit, Apatit und Titaneisenerz samt *sehr wenig* eines vollständig umgewandelten Nephelins (vielleicht auch eines Minerals der Sodalith-Häuyn-Gruppe?) bestehen, zum Teil aus vorherrschenden Nephelinpseudomorphosen mit nur wenig Pyroxen und Titangranat. Die ersteren sollten dann vielleicht unseren Melteigiten, die letzteren wohl ordinären Ijolithen einigermaßen entsprechen. Sauer hat noch außerdem andere Typen erwähnt.

Ähnliche Einschlüsse mitgerissener Tiefengesteine sollen nach A. Stelzner[3] auch im Nephelingestein von Podhorn bei Marienbad in Böhmen vorkommen.

Magnet Cove, Arkansas.

Mit dem Gesteinskomplex von Alnö in mehreren Beziehungen nahe verwandt ist, wie schon von H. Washington nachgewiesen, das an verschiedenen Nephelingesteinen reiche, bekannte Vorkommen von *Magnet Cove, Arkansas.*

Im Anschluß an die große Monographie von J. Fr. Williams[4] hat später H. Washington auf Grundlage seiner Karte, suppliert mit eigenen Beobachtungen, eine sehr wichtige Neubearbeitung der Gesteine dieses interessanten Gebietes, sowie auch eine nähere Erläuterung ihrer gegenseitigen Verwandtschaftsbeziehungen in mehreren Abhandlungen geliefert[5].

Die Gesteine von Magnet Cove nehmen ein elliptisches Areal (mit Achsen von 5 resp. 3 Kilometer Länge) ein, mit einer *inneren* Kernellipse bestehend aus den am meisten basischen Gesteinen, durch einen Ring aus metamorphosierten Sedimentgesteinen von einem *äußeren* Ring, aus weniger basischen Eruptivgesteinen bestehend, getrennt. Während Williams nun diese letzteren für *jünger* als die Kerngesteine annahm, später als diese durch eine besondere Eruption hervorgedrungen, faßte Washington sowohl die Gesteine des äußeren Rings, als die Kerngesteine als eine einzige, durch eine einheitliche lakkolithische Eruption aufgepreßte genetisch verbundene Gesteinsserie auf, die durch Differentiation an Ort und Stelle von einem verhältnismäßig leukokraten Magma abgespaltet wäre

[1] Erläut. z. Geol. Spezialkarte des Königr. Sachsen, Sect. Wiesenthal (1884).

[2] Les enclaves d. roches volc. Macon 1893, S. 531.

[3] Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1885, Vol. XXV.

[4] „The Igneous Rocks og Arkansas". Ann. Rep. of the Geol. Surv. of Arkansas Vol. II (1890).

[5] Bull. of The Geol. Soc. of America Vol. I, S. 389—416 (1900) und Journ. of Geology Vol. IX, No. 8 (1901).

Bei dieser lakkolithischen Differentiation sollten dann die saureren Teilmagmen nach der Peripherie hin, die basischeren nach dem zentralen Teil des Lakkolithen gewandert haben[1].

Die im äußeren Ring des elliptischen Gebietes von Magnet Cove auftretenden Eruptivgesteine sind: *Foyaite*, sogenannte *Covite* (Washington) und sogenannte *Arkite* (Washington — die letzteren porphyrische Pseudoleucitgesteine, die nach TEALL mit den skottischen Borolaniten nahe verwandt wären), Gesteine mit von ca. 53 % bis ca. 44 % SiO_2; die im Kern der Ellipse auftretenden Gesteine sind wesentlich sogenannte *Ijolithe* und *Biotitijolithe* mit ca. 43 % bis ca. 38 % SiO_2.

Die »Ijolithe« von Magnet Cove nähern sich in ihrer Mineralienzusammensetzung namentlich an diejenigen von Alnö; die auftretenden Hauptmineralien (Nephelin, grüne Pyroxene — Ägirin und Ägirindiopsid —, Melanit, Apatit) sind dieselben, und der Melanit ist an beiden Vorkommen gewöhnlich reichlich vorhanden. WASHINGTON berechnet für einen typischen »Ijolith« von Magnet Cove die Zusammensetzung zu: Nephelin 38.7 %, verschiedene Pyroxene zusammen 42.8 %, Melanit 23.0 %, Apatit 3.0 %. Für einen sogenannten »Biotitijolith« berechnet er die Zusammensetzung: Nephelin 24.1 %, Orthoklas 4.8 %, Pyroxene 30.6 %, Biotit 6.2 %, Melanit 23.0 %, Schorlamit 6.7 %, Magnetit 3.6 %, Apatit 1.0 %.

Wie man sieht, sind die typischen Ijolithgesteine von Magnet Cove somit bedeutend ärmer an Nephelin, also bedeutend mehr melanokrate Typen als die typischen Ijolithe von Kuusamo und Alnö. Während diese letzteren 51.6 %, respektive ca. 70 % Nephelin (und Cancrinit) führen, wäre der Gehalt an Nephelin (z. T. mit etwas Orthoklas) in den Magnet Cove-Gesteinen nach WASHINGTON nur 38.7 %, respektive 28.9 %. *Die Magnet Cove-Gesteine können deshalb, nach der obenstehenden Einteilung der Gesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie, nicht mehr als Ijolithe, sondern müssen besser als »Melteigite« bezeichnet werden.* Nach den vorliegenden Beschreibungen scheinen sie ferner, ebenso wie die entsprechenden Gesteine von Alnö ganz vorherrschend einen bedeutenden Gehalt an titanreichen Granatmineralien aufzuweisen — wie oben erwähnt nach WASHINGTONS Berechnung der Analysen auf ca. 15.3 % respektive 30.7 % geschätzt, im Alnö-Gestein nach Högbom ca. 18 %.

[1] A. HARKER hält in seinem kritischen Referat über die Abhandlungen Washingtons über Magnet Cove (Geol. Mag. Dec. IV, Vol. IX, S. 177, 1902) die Berechtigung dieser Auffassung für zweifelhaft und führt schwerwiegende Einwendungen gegen dieselbe an; er meint, daß die nahe Verwandtschaft der ganzen Gesteinsserie eher durch Differentiation in der Tiefe bevor den Einzeleruptionen zu erklären sei.

Die typischen Gesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie von Magnet Cove können demnach mit Recht als *Melanit-Melteigite*, respektive *Melanit-Ijolithe* bezeichnet werden. In Präparaten von Ijolithgesteinen aus Magnet Cove, — von Handstücken die ich Dr. WASHINGTON verdanke, — habe ich doch gefunden, daß daselbst auch vollkommen typische Melteigite mit relativ geringem Melanitgehalt vorkommen. Die Gesteine der Ijolithreihe sowohl von Magnet Cove als von Alnö schließen sich überhaupt den typischen finnländischen und norwegischen Vorkommen so nahe an, daß sie unbedingt derselben Gesteins-Serie als diese gehören.

Uncompahgre quadrangle, Colorado.

In F. W. CLARKE's letzter Ausgabe seiner bekannten Publikation: »Analyses of Rocks and Minerals from the laboratory of The United States Geological Survey«[1], samt auch in H. WASHINGTON's letzter Ausgabe seiner großen Publikation »Chemical Analyses of Igneous Rocks«[2] ist eine Anzahl Analysen publiziert von Gesteinen eines Eruptivgebietes innerhalb des »Uncompahgre quadrangle«, Colorado mit einer Reihe verschiedener aus einem Alkalimagma stammender Gesteine: Cancrinitsyenit, sog. Nephelingabbro, Ijolith, Pyroxenit, Titanit-Pyroxenit, sog. »Melilite-rock«, Perowskit-Magnetit-Gestein etc. Diese ganze Gesteinsgefolgschaft repräsentiert offenbar ein sehr charakteristisches Beispiel der Spaltungsresultate eines Magmas der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie, wie gewöhnlich mit einer starkt differenzierten Reihe an TiO_2 (Titanit, Perowskit etc.), P_2O_5 (Apatit) und CaO (Melilith) reicher, stark melanokrater Endglieder nach dem einen, und alkalireicher Glieder (Ijolith, Cancrinitsyenit) nach dem anderen Ende der Serie.

Von dem durch E. S. LARSEN eingesammelten, von G. STEIGER analysierten sogenannten »Ijolith« dieses Gebietes, vom North Beaver Creek, wird erwähnt, daß derselbe »contains about equal amounts of nepheline and diopside, with some apatite, magnetite, perowskite and phlogopite«. Daß das analysierte Gestein ungefähr *gleiche* Mengen von Nephelin und Diopsid (wie sonst in Ijolith wohl vorherrschend grünem Ägirindiopsid?) enthalten hat, scheint aber nach der Analyse selbst zu urteilen nicht wohl möglich. Nach dieser enthielt der »Ijolith« von Beaver Creek nämlich: SiO_2 38.89, TiO_2 2.45, ZrO_2 0.02, Al_2O_3 12.69, Fe_2O_3 7.46, FeO 2.96, MnO 0.16, MgO 5.01, CaO 18.65, Na_2O 4.90, K_2O 2.19, H_2O — 0.36, H_2O + 0.70, P_2O_5 1.78, CO_2 0.66, S 0.60, SO_3 0.25 = 99.73 %.

[1] Bull. of U. S. Geol. Surv. No. 591, S. 135—136; 1915.
[2] Professional Papers. U. S Geol. Surv. No. 99; 1917.

Da in einem Gestein der Ijolithreihe nicht nur der Glimmer (Biotit?) sondern auch der Pyroxen unzweifelhaft einen Teil der Alkalien enhalten müssen, kann die restierende Menge von Alkalien höchstens ca. 30 % Nephelin entsprochen haben. Wird ferner für den Perowskit (entsprechend dem TiO_2-Gehalt), für den Apatit (entsprechend dem P_2O_5-Gehalt) und für Kalkspat (entsprechend dem CO_2-Gehalt) die nötige Menge CaO mit 1.66 + 2.35 + 0.84 %, zusammen 5.15 % abgezogen, restiert noch eine Menge von 13.45 CaO, die (selbst bei einem CaO-Gehalt von ca. 22 % des Pyroxens) einen Pyroxengehalt von wenigstens 60 % erfordern müßte (wozu aber die nötige Menge von SiO_2 fehlen würde) Die Analyse läßt sich auf die angegebene Mineralienzusammensetzung überhaupt nur schwierig genau berechnen[1]; sicher scheint es doch jedenfalls, daß der Nephelingehalt kaum viel mehr als der Hälfte des Pyroxengehaltes entsprechen konnte.

Auch der analysierte »Ijolith« von Beaver Creek ist deshalb ebenso wenig als der »Ijolith« von Magnet Cove ein vorherrschend leukokrates Gestein, wie der typische Ijolith von Kuusamo, sondern muß wie das Arkansasgestein mit den melanokraten, in dieser Abhandlung als »*Melteigite*« bezeichneten Gliedern der Ijolithreihe zusammengestellt werden.

„Mineral Hill" etc. auf der Grenze von South Dakota und Wyoming.

In der Beschreibung von N. H. DARTON, welche dem »*Sundance Folio*« (1905) begleitet, wird ein Vorkommen von Nephelinsyeniten und andern Nephelingesteinen in »*Mineral Hill*« erwähnt. Im Kern dieser Eruptivmassen findet sich ein sogenannter »*pseudoleucite-porphyry*«, von einer Randzone von *Nephelinsyenit* umgeben. »It is possible, that the nepheline-syenite and the pseudoleucite-porphyry together form a minor laccolith within the larger Nigger Hill uplift, resting, as does the latter, on an irregular floor of the pre-Cambrien rocks.«

Der sogenannte *Pseudoleucitporphyr* ist ein feinkörniges Gestein, das vollständig umgewandelt ist, so daß von den ursprünglichen Mineralien

[1] Ich habe unter der Annahme verschiedener ganz geringer Änderungen in der angegebenen chemischen Zusammensetzung die folgende Mineralienzusammensetzung versuchsweise berechnet zu:

Nephelin	26.67
Pyroxen (Ägirindiopsid)	52.31
Phlogopit (Biotit?)	5.11
Apatit	5.95
Perowskit	4.71
Kalkspat	1.50
Magnetit	2.40
Schwefelkies	1.13
Summa	99.78 %

nur Apatit und vielleicht z. T. Magnetit und Granat (Melanit?) unverändert erhalten sind; die Grundmasse des Gesteins besteht übrigens ausschließlich aus Sekundärmineralien: Orthoklas, Muskovit und Limonit. »Orthoclase, the chief constituent of the rock, occurs generally as a granular mosaic, through which the mica is scattered in miscroscopic aggregates. The form and mode of occurrence of these aggregates suggest in many cases the replacement of some feldspathoid possibly nepheline«. »The pseudoleucite phenocrysts are aggregates of orthoclase and muscovite«. Es wird erwähnt, daß ursprünglich auch Pyroxen und Feldspat im Gestein vorhanden waren.

Die ganze Beschreibung dieses Gesteins deutet darauf, daß dasselbe nahe Beziehungen zu den Borolanitgesteinen von Assynt, und zu Gesteinen, welche in ähnlich metamorphosiertem Zustande im Fengebiet vorkommen, erweisen muß. Ob die »Pseudoleucite« tatsächlich Umwandlungsprodukte von Leuciteinsprenglingen sind, dürfte wohl auch für das Vorkommen von Mineral Hill recht unsicher sein; vielleicht sind sie, ebenso wie im Assyntgebiete und im Fengebiete, in der Tat nur Umwandlungsprodukte von Nephelin?

Der *Nephelinsyenit* von Mineral Hill bildet um den »Pseudoleucitporphyr« herum eine kaum $^1/_2$ engl. Meile breite Randzone; er ist ebenfalls ein feinkörniges Gestein, mit trachytoider Struktur, und bestehend aus: *Orthoklas, Nephelin, Ägirinaugit* mit *Apatit, Titanit, Magnetit,* und lokal auch bisweilen reichlich *Melanit.* Lokal geht das Gestein durch Abnahme des Nephelins in *Pulaskit* über. Als Grenzfacies tritt ferner lokal auch ein sogenannter »*Pyroxenit*« auf, ein Gestein wesentlich bestehend aus Pyroxen (»pale green and slightly pleocroic in thin section«) samt bis zu $^1/_4$ bis $^1/_3$ aus Magnetit und reichlich Apatit (bis zu 10 %); außerdem »very little, partly decomposed orthoclase and the decomposition products of what was probably nepheline«. Dieser Pyroxenit ist somit offenbar ein Gestein nahe verwandt mit den brasilianischen *Jacupirangiten* und mit den am meisten melanokraten Gliedern der Melteigit-Reihe im Fengebiet, die weiter unten näher erwähnt werden sollen.

Auch echte *Ijolithe* fehlen aber nicht in dieser Gesteinsgefolgschaft. NW vom Mineral Hill findet sich nämlich eine 10—11 Fuß dicke Intrusivmasse in der Minnelusa Formation des Grand Cañyon eines grauen, feinkörnigen und hypidiomorph körnigen Gesteins, bestehend aus vorherrschendem umgewandeltem *Nephelin* mit *Ägirinaugit* und *Melanit* (samt bisweilen ein wenig Orthoklas) mit etwas Apatit und Magnetit; das Gestein ist somit ein etwas dekomponierter, feinkörniger Ijolith (Mikroijolith).

Chemische Analysen liegen von diesen Gesteinen der Ijolithgefolgschaft aus Mineral Hill und naheliegenden Vorkommen bis jetzt nicht vor.

Ice River-Gebiet, Britisch Columbia.

In den »Ottertail and Vermillion-ranges« am westlichen Abhang des Rocky Mountain System, südlich von der kanadischen Pacifik-Bahn, in der Nähe der Leanchoil Station derselben entdeckte in 1884 Dr. G. M. Dawson in der Gegend des Ice River, eines Zuflusses zum Beaverfoot River ein sehr interessantes Vorkommen verschiedener Nephelingesteine, die hier ein Areal von 32 englischen Quadratmeilen einnehmen. Das Areal ist (nach J. A. Allan) »shaped somewhat like a retort, with its greatest development towards the south, and two arms extending from the corners, which narrow down towards the north«. Die Form der Eruptivmasse ist aufgefafst worden als ein asymmetrischer Lakkolith mit »a stock-like conduit«; die Sedimentdecke ist z. T. durch das Magma gehoben, welches durch eine einzelne Intrusion aufgepreßt ist. Die auftretenden Gesteinstypen sind deshalb durch verschiedene Differentiationsprozesse abgespaltet.

Die hier auftretenden Gesteine sind zuerst nach dem von Dr. Dawson eingesammelten Material kurz von A. E. Barlow beschrieben[1]; später hat J. A. Allan dem Gebiet eine eingehende Untersuchung gewidmet und ein kurzes Resumé seiner Resultate (in 1912) publiziert[2].

Nach diesen Untersuchungen von Barlow und Allan repräsentieren die Gesteine des Ice River Lakkolithes eine kontinuierliche Reihe »from the most basic ijolite containing 36.99 % of silica to foyaite with 53.64 %. Die am meisten melanokraten Gesteine dieses Komplexes sind »*jacupirangites*, alcalic *pyroxenites* and associated melanocratic varieties«; die mesokraten und leukokraten Gesteine sind *Ijolithe*, *Urtite* und damit verwandte sowohl melanokrate als leukokrate Typen. Der gröfste Teil des Massives besteht aber aus leukokraten Gesteinen, namentlich *Nephelinsyeniten* und verschiedenen damit verwandten Typen (*Sodalithsyeniten*, *Cancrinitsyeniten* etc.).

Die *Ijolithe* sind teils normale Ijolithe, teils auch *Biotitijolithe* (mit Hydronephelit nach Nephelin). Die *Nephelinsyenite* führen neben Nephelin vorherrschend Feldspäte (Orthoklas oder Mikroklin und Albit, sehr häufig Mikroperthit); bisweilen fehlt der Nephelin fast vollständig, wobei somit *Ägirinsyenite* resultieren. Die Ijolithe führen neben dem Ägirinaugit häufig auch *barkevikitische Hornblende* (wodurch somit »*Barkevikitijolithe*«-Übergänge in die unten näher erwähnten *Bekinkinite* entstehen). Die Jacu-

[1] In Ottawa Naturalist, Vol. XVI (1902), S. 70–76 und Science N. S., Vol. XI, S. 1022 (1900). Siehe ferner: H. Washington, Journ. of Geol. Vol. IX, Dec. 1901, S. 664. H. Rosenbusch, Mass. Gesteine 4. Aufl. (II), S. 441 (1907). I. P. Iddings. Igneous Rocks, II, S. 448 (1913).

[2] Geology of the Ice River District „Abstract of a Thesis". Mass. Inst. of Technology. Boston (1912).

pirangite führen Pyroxen, Eisenerze, Schorlamit und Titanit (bis 30 %) als wesentliche Mineralien. Gänge — von *Tinguait* und Nephelinsyenit — sind relativ sparsam. Die letzteren führen angeblich recht reichlich *Kalkspat*, ferner Rosenbuschit, Pyrochlor und Eisenkies. Titangranat (»Schorlamit«) kommt auch in den Ice River Gesteinen recht verbreitet vor. Etwas auffallend ist die angeblich allgemeine Verbreitung von *Barkevikit* neben dem Pyroxen.

Drei chemische Analysen der Ice River Gesteine sind bekannt, zwei (No. I und II von M. F. Connov analysiert) nach persönlicher Mitteilung von J. A. Allan von Prof. H. Washington publiziert in seinem Analysenwerk (von 1919), eine (No. III von N. N. Evans analysiert) von Barlow (l. c.) mitgeteilt:

	I. *Nephelinsyenit*	II. *Ijolith*	III. *Melteigit*
SiO_2	53.42	41.66	39.25
TiO_2	0.60	1.95	4.02
Al_2O_3	21.04	22.75	16.01
Fe_2O_3	1.74	2.33	4.31
FeO	2.83	6.08	9.64
MnO	0.07	0.14	0.35
MgO	0.61	3.11	4.24
CaO	2.88	7.76	13.42
Na_2O	7.80	8.81	4.92
K_2O	7.48	3.12	2.26
H_2O —	(0.04)	(0.03)	0.80
H_2O +	0.76	1.50	
P_2O_5	0.10	0.10	0.91
CO_2	0.43	0.40	—
Cl	0.10	0.02	—
S	—	0.08	—
SO_3	0.07	0.05	—
	99.97	99.89	100.13

Die unter III angeführte Analyse bezieht sich offenbar auf einen Melteigit, nach der hier gebrauchten Einteilung der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe. Für eine Berechnung der Mineralienzusammensetzung dieser Gesteine liegen mir nicht genügende Data vor.

Die verschiedenen Gesteinstypen repräsentieren, wie schon oben erwähnt, angeblich eine einzige Intrusion; doch sind die leukokraten Typen noch flüssig gewesen, als die melanokraten schon zum wesentlichen Teil

erstarrt waren, die Spalten in diesen wurden dann durch das noch flüssige Nephelinsyenitmagma gefüllt. (Diese Verhältnisse stimmen vollständig mit der Haupterfahrung auch von dem Melteiggebiet, wo auch die Ijolithe durch Melteigit, ferner Adern von Urtit durch Ijolith und Melteigit, endlich Fenit durch alle die weniger sauren Gesteine aufsetzen). Die Bildung der verschiedenen Gesteinstypen des Komplexes wird von ALLAN durch gravitative Differentiation erklärt. »Gravity caused the denser minerals to sink while the lighter and more volatile material has risen to the top of the chamber«.

ALLAN erwähnt auch das Vorkommen von *Kalkspat* als ein primäres (»pyrogenetic«) Mineral. »Limestone on the contact has been fused up, and the calcite has crystallized out in a way similar to that of any of the other constituents«. »The highly alkaline composition of these igneous rocks is believed to have resulted from the desilication of a more acid magma by the absorption of carbonate rocks. In order to assume its present position, the magma has had to cut through more than 10000 feet of carbonate sediments«. Das Alter der Intrusion des Ice River Lakkolithes ist nämlich als postcretaceisch angenommen, und der Lakkolith selbst als »satellitic to a much larger reservoir« aufgefaßt.

Das Ice River Vorkommen zeigt in vielen Beziehungen ganz bedeutende Analogien mit dem Fengebiete, was aus der weiter unten mitgeteilten genaueren Beschreibung des Fengebietes hervorgehen wird.

Das Haliburton und Bancroft-Gebiet, in der Provinz Ontario, Kanada.

Im Jahre 1910 publizierten FRANK A. ADAMS und ALFRED E. BARLOW ihre bekannte große Monographie: »*Geology of the Haliburton and Bancroft areas, Province of Ontario*« [1]. Ein umfassender Abschnitt dieser Abhandlung behandelt die zahlreichen Vorkommen von Nephelinsyeniten und verwandten Alkaligesteinen innerhalb des beschriebenen Gebietes, zusammen eines der größten Gebiete von derartigen Gesteinen, welches überhaupt bekannt ist, repräsentierend.

Die Alkaligesteine dieses großen Gebietes zeichnen sich durch eine schlierige, z. T. primär schieferige Beschaffenheit aus; es sind natronreiche Gesteine, mit Albit als vorherrschendem Feldspat und einer Alkalihornblende (*nicht* Pyroxen) neben Biotit, als herrschendem melanokraten Mineral. Sie bilden eine ausgezeichnete Differentiationsserie eines gemeinsamen

[1] Depart. of Mines, Geol. Survey, Memoir No. 6; Ottawa (1910). Mehrere vorläufige Abhandlungen waren schon früher publiziert.

Stamm-Magmas von sauren Graniten, durch Natronsyenite, Nephelinsyenite und Gesteine der Urtit-Ijolith-Serie, bis zu ganz melanokraten Endgliedern.

Alle Spaltmagmen dieses Stamm-Magmas sind lokal übersättigt mit Al_2O_3 gewesen; dieser Überschuß von Thonerde krystallisierte — wenn das Magma arm an MgO und FeO war — als *Korund* aus, dadurch eine Reihe neuer Gesteinstypen schaffend, wie *Raglanit, Craigmontit* und *Dungannonit.*

Von hervorragendem Interesse ist die Auseinandersetzung der Verfasser durch den Nachweis der Beziehung des Auftretens der *Nephelingesteine* dieses Gebietes *als Grenzfacies von Granitintrusionen, wo diese in Berührung mit Kalkstein kamen.*

Über die sehr nephelinreichen Gesteine dieses Gebietes, welche speziell für uns zum Vergleich mit den norwegischen Gesteinen der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie von Interesse sind, bemerken die Verfasser in kurzer Zusammenfassung u. a. das folgende (S. 229): »*Rocks of the Urtite and allied groups*«. »The nepheline syenite presents extreme variations in the relative proportions of its constituent minerals, passing by a decrease in the amount of plagioclase present into rocks composed exclusively of nepheline and ferro-magnesian minerals, or into varieties composed on the one hand almost exclusively of nepheline (Monmouthite), or, on the other hand, into very basic varieties composed almost exclusively of iron-magnesia constituents, and approaching jacupiraugite in composition. Elsewhere the plagioclase increases in amount, and the rock passes into an alcali syenite«. »The rocks, in addition to their essential constituents, almost invariably contain a certain amount of calcite«.

Was nun die mit den Urtiten Finnlands in chemischer Beziehung nahe verwandten Gesteine dieses kanadischen Gebietes betrifft, dann bemerken Adams and Barlow ausdrücklich, daß sie sich in so fern von den typischen Urtiten wesentlich unterscheiden, als sie »contain hastingsite instead of aegirine as the prevailing dark constituent. — — — These rocks thus constitute a new group. — — — It is proposed to call this rock monmouthite« (l. c. S. 331)[1].

Der *Monmouthit* besteht nach der Beschreibung von Adams und Barlow (l. c. S. 274—278) ganz vorherrschend aus *Nephelin* (mit etwas *Cancrinit*) und einer *Alkalihornblende* von der Gruppe der sogenannten »*Syntagmatite*«, samt *Kalkspat*; ganz untergeordnet außerdem *Albit*, Spuren von *Sodalith*, samt ein wenig *Apatit, Titanit, Biotit, Eisenerz* und *Pyrit.*

[1] Der Monmouthit wurde zuerst von F. D. Adams schon 1904 beschrieben in Amer. Journ. of Sc. (4) Vol. XVII, S. 272—276.

Eine von M. F. Connor ausgeführte chemische Analyse gab das unten angeführte Resultat; zum Vergleich ist die Analyse A. Rodland's von einem Urtit aus dem Fengebiet nebenbei angeführt:

	Monmouthit Monmouth	*Urtit* Melteig
SiO_2	39.74	39.50
TiO_2	0 13	0.25
ZrO_2	—	0.01
Al_2O_3	30.59	30.25
Fe_2O_3	0.44	1.02
FeO	2.19	1.23
MnO	0.03	0.06
MgO	0.60	0.29
CaO	5.75	4 86
BaO	—	0.06
Na_2O	13.25	13.38
K_2O	3.88	5 60
H_2O^-		(0.07)
H_2O^+	1.00	0.37
P_2O_5	—	0.44
CO_2	2.17	2.62
Cl	0.02	0.02
F	—	0.05
S	0.07	0.02
	99.86	100.10

Die beiden Analysen sind, wie man sieht, ganz auffallend nahe übereinstimmend. Um so mehr bemerkenswert ist es, daß die Mineralienzusammensetzung trotzdem, was die melanokraten Mineralien betrifft, ganz wesentlich verschieden ist. Die berechneten Zusammensetzungen der beiden Gesteine sind S. 35 angeführt.

Für die Analyse des Urtits ist 0.35 Na_2O mehr, und 0.35 K_2O weniger als gefunden berechnet.

Der Monmouthit ist somit, wie es aus dem Vergleich mit dem Urtit von Melteig hervorgeht, als ein *Hornblendeurtit* aufzufassen.

Das oben erwähnte Vorkommen des Monmouthits ist später (1915) auch von W. G. Foye näher beschrieben[1]. Nach seiner Erläuterung ist

[1] W. G. Foye. „Nepheline syenites of Haliburton County, Ontario". Amer. Journ. of Sc. Vol. XL, (1915), S. 424.

	Monmouthit (nach Adams & Barlow)			*Urtit* (von Melteig)	
Nephelin	72.20			72.45	
Sodalith	0.28	77.62		—	
Cancrinit	5.14		79.45	5.68	85.24
Muscovit	—			7.11	
Albit		1.83		—	
Pyroxen				5.25	
Biotit				2.56	7.81
Hornblende (Hastingsit)			15.09	—	
Kalkspat			3.12		5.14
Titanit (und Zirkon)				0.49	
Magnetit				0.19	
Hämatit	0.50		0.64		1.77
Pyrit	0.14			0.04	
Apatit				1.05	
H_2O (Rest)			0.50		
Rest von Al_2O_3			1.20		0.17
O für S und F					0.02
			100.00		100.15
H_2O					— 0.5
					100.10

der ursprünglich beschriebene Hastingsit führende Typus dieses Gesteins an dem Vorkommen, wo er zuerst entdeckt wurde (*Crescentic Lakkolith* nahe bei Tory Hill) sehr selten. Foye beschreibt als Monmouthit von derselben Lokalität ein blaugraues, von *Biotit* schwarz gefleckte Gestein bestehend aus: 56.68 % Nephelin, 10.18 % Skapolith (Meionit), 9.25 % Albit, 1.02 % Kaolin, 22.50 % Biotit und 0.37 % Kalkspat. Diese Zusammensetzung entspricht aber weder in chemischer Beziehung noch was die Mineralienzusammensetzung betrifft dem Typus Monmouthit nach Adams; eine Berechnung nach den obigen Angaben von Foye gibt z. B. einen SiO_2-Gehalt von 44.83 %, einen Na_2O-Gehalt von nur 10 bis 11 % etc. Diesem Gestein müßte deshalb wohl eine besondere Bezeichnung gegeben werden.

In seiner hochwichtigen Abhandlung über die Nephelinsyenite und die damit verwandten Gesteine des Gebietes von Haliburton und Bancroft erwähnen Adams und Barlow aus dem Monmouth township auch ein ziemlich hellgefärbtes Gestein bestehend aus Nephelin und Albit mit einem im Dünn-

schliff *sehr tief grün* gefärbten, etwas pleochroitischen *Pyroxen* als Hauptmineralien. »The pyroxene is evidently very rich on iron and holds rounded inclusions of calcite and nepheline«; »about the calcite grains there is sometimes a narrow border of garnet«. Der Pyroxen in diesem Gestein ist für das kanadische Gebiet eine auffallende Seltenheit, indem die Nephelingesteine hier, wie oben erwähnt, sonst eine tiefgrüne Hornblende (Hastingsit) oder Biotit führen, nicht aber Pyroxen. Dies pyroxenführende Gestein von Monmouth township ist aber in seiner Zusammensetzung, wie auch die von Norton Evans ausgeführte chemische Analyse des Gesteins zeigt, offenbar mit den Ijolithen von Iivaara, Finnland und von dem norwegischen Ijolithgebiete von Melteig sehr nahe verwandt.

Die Analyse gab nach Adams und Barlow die folgende Zusammensetzung (II); zum Vergleich sind zwei Analysen aus den genannten nordeuropäischen Gebieten angeführt:

	Urtit Melteig	*Ijolith* Monmouth	*Ijolith* Iivaara
SiO_2	39.50	42.72	43.70
TiO_2	0.25	0.38	0.89
ZrO_2	0.01	—	—
Al_2O_3	30.25	25.08	19.77
Fe_2O_3	1.02	2.00	3.35
FeO	1.23	4.36	3.47
MnO	0.06	0.16	Spur
MgO	0.29	0.97	3 94
CaO	4.86	6.92	10.30
BaO	0.06	—	—
Na_2O	13.38	11.02	9.78
K_2O	5.60	2.69	2.87
H_2O —	(0.07)	} 0.88	} 0.89
H_2O +	0.37		
P_2O_5	0.44	0.19	1.34
CO_2	2.62	2.99	—
Cl	0.02	—	—
F	0.05	—	—
S	0.02	—	–
	100.10	100.36	100.30

Die Verfasser haben die Analyse des Gesteins von Monmouth township auf die folgende Zusammensetzung berechnet

Nephelin 50.57; Albit 19 39; Pyroxen 18.35; Granat (Melanit) 1.45; Kalkspat 6.80; Eisenerz 1.86; Apatit 0.34 [wahrscheinlich Schreibfehler für 0.43 %]; zusammen 98.76 % [soll sein 98.85], mit einem Rest von 0.88 H_2O und 0.63 % anderer nicht näher angegebenen Bestandteile.

Eine Kontrolrechnung nach diesen Angaben zeigt, daß nach Berechnung der angegebenen Mengen von Nephelin, Albit, Melanit, Kalkspat, Eisenerz und Apatit ein Rest für Pyroxen übrig bleiben würde, welcher eine ganz unmögliche Zusammensetzung dieses Minerals geben würde, auf 100 % berechnet z. B. mit nur ca. 36 % SiO_2, bei ca. 20 % Al_2O_3. Da derartige eisenreiche, tiefgrüne, pleochroitische Pyroxene der Ijolithe von Iivaara, von Alnö, von Melteig etc. durchgehends arm an Al_2O_3 sind, muß der Gehalt an Nephelin im Gestein wahrscheinlich viel größer sein, als die obige Berechnung angibt. Ich habe deshalb eine andere Berechnung des Gesteins versucht, welche das folgende Resultat gab:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	CO_2	
Nephelin..	29.36		22.97	0.06				0.12	10.03	2.63	0.64			65.81
Albit.....	4.64		1.30						0.80					6.74
Melanit...	0.53	0.02	0.15	0.23	0.06	0.02	0.02	0.43						1.46
Pyroxen..	8.19	0.36	0.66	0.57	3.79	0.14	0.95	2.52	0.19	0.06				17.43
Kalkspat..								3.61					2.84	6.45
Magnetit..				1.14	0.51									1.65
Apatit....								0.24				0.19		0.43
Rest.....											0.24		0.15	0.39
	42.72	0.38	25.08	2.00	4.36	0.16	0.97	6.92	11.02	2.69	0.88	0.19	2.99	100.36

Nach der oben versuchten Berechnung dürfte das betreffende Gestein aus Monmouth township somit vielleicht eher bestehen aus ungefähr:

Nephelin	65.81	72 55
Albit	6.74	
Pyroxen	17.43	
Kalkspat	6.45	
Melanit	1.46	
Magnetit	1.65	
Apatit	0.43	
	99.96 %	

Für den Nephelin und für den Pyroxen wären die in dieser Weise berechneten prozentischen Zusammensetzungen die folgenden; für den Nephelin ist zum Vergleich die Zusammensetzung des Nephelins von Monte Somma

(nach Rammelsberg), für den Pyroxen die berechnete Zusammensetzung des Pyroxens von einem Tinguait von Melteig nebenbei angeführt:

	Nephelin Monmouth	Nephelin Monte Somma	Pyroxen Monmouth	Pyroxen Tinguait Melteig
SiO_2	44.62	44.77	46.99	47.31
TiO_2	—	—	2.07	1.26
Al_2O_3	34.90	34.94	3.79	4.13
Fe_2O_3	0.09	—	3.27	5.03
FeO	—	—	21.74	14.37
MnO	—	—	0.80	0.98
MgO	—	—	5.45	4.49
CaO	0.18	0.50	14.46	20.19
Na_2O	15.24	15.33	1.09	1.98
K_2O	4.00	4.47	0.34	0.26
H_2O	0.97	—	—	—
	100.00	100.01	100.00	100.00

Die berechnete Zusammensetzung des Pyroxens im Gestein von Monmouth ist auch in meiner Berechnung kaum mit der wirklichen übereinstimmend, der Gehalt an CaO ist wahrscheinlich zu niedrig, derjenige von FeO zu hoch. Als Rest nach Berechnung der übrigen Bestandteile kann dieselbe aber nicht wesentlich anders ausfallen, falls die Bestimmung der Fe-Oxyde der Analyse richtig ist. Die grünen Pyroxene der Ijolith-Melteigit-Gesteine zeigen indessen auch oft einen sehr hohen Gehalt an FeO.

Wenn die oben angeführte Kontrolberechnung einigermaßen zutreffend wäre, düfte das Gestein von Monmouth am besten als ein recht leukokrater *Ijolith*, mit einer verhältnismäßig kleinen Beimischung von Albit neben dem Nephelin, aufzufassen sein. Die Ähnlichkeit mit den typischen Ijolithen von Iivaara und Melteig mit den sehr charakteristischen grünen Pyroxenen dieser Gesteine ist jedenfalls ganz unverkennbar. Übrigens haben Adams und Barlow aus dem Methuen township auch Nephelingesteine mit grünem Pyroxen (Ägirin) als einzigem dunklen Mineral, abgesehen von ein wenig Magnetit, erwähnt (l. c. S. 294).

Jacupiranga, São Paolo, Brasilien.

In seiner Abhandlung über »The Foyaite-Ijolite-Series of Magnet Cove« (Journ. of Geol. Vol. IX, 1901, S. 621) schreibt H. Washington in Veranlassung seiner Vergleichung der Gesteine von Magnet Cove mit den brasilianischen sogenannten Jacupirangiten folgendes: »From the micro-

scopical examination of the specimens which Professor Derby sent me, it is evident that the »Jacupirangites« of Brazil vary from rocks rich in nephelite, and which are true ijolites, closely analogous to those of Magnet Cove and Finland, through rocks composed predominantly of pyroxene, with small amounts of magnetite and nephelite, to types extremily rich in magnetite and with no nephelite or only traces of this mineral.«

Es sind die Gesteine, die WASHINGTON als »true ijolites« bezeichnet, wahrscheinlich dieselben, welche von O. A. DERBY selbst als einem anderen Typus gehörend, als die von ihm unter dem Namen »Jacupirangit« zusammengefaßten Gesteine, erwähnt werden [1]. Nachdem er zuerst seine Jacupirangite kurz charakterisiert hat als in ihrer Zusammensetzung stark variierende Gesteine, bei welchen »the most constant and characteristic element is a violet titaniferous pyroxene«, fügt er weiter hinzu: »Another type of pyroxene-nepheline rocks (nephelinite) characterized by green pyroxene and abundant biotite occurs in the district, but has only been seen rarely in loose masses and is presumed to come from dykes and to have an intimate relation to the jacupirangite. At Ipanema a rock of similar mineralogical composition cuts the carboniferous strata.«

Es geht aus diesen Bemerkungen von WASHINGTON und von DERBY hervor, daß in den durch DERBYS Untersuchungen bekannten Gebieten von Jacupiranga und Ipanema, São Paolo, in Brasilien zusammen mit Pyroxensyeniten, Nephelinsyeniten, Theralithen und Essexiten auch Gesteine der Ijolith-Melteigitserie, nahe übereinstimmend mit Ijolithen und Melteigiten von Finnland, Magnet Cove etc., verbreitet sind; die als Endglieder der Serie sowohl bei Jacupiranga als bei Magnet Cove auftretenden »Jacupirangite« sollen weiter unten in Verbindung mit entsprechenden norwegischen Gesteinen erwähnt werden.

Vorkommnisse von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Serie aus dem Afrikanischen Graben.

Die Gesteinsgefolgschaft der Ijolith-Melteigit-Serie ist ferner auch nachgewiesen aus verschiedenen Vorkommen des großen afrikanischen Grabens, hier doch wesentlich als Auswürflinge und aus der Teufe mitgerissene Einschlüsse in den herrschenden nephelinitischen und foyaitisch-theralitischen Ergußgesteinen und Tuffen.

[1] O. A. DERBY. Magnetite ore districts of Jacupiranga and Ipanemo, São Paolo, Brazil. Amer. Journ. of Science, Vol. XLI (1891), S. 314.

So wurden zuerst von G. T. PRIOR Einschlüsse u. a. von einem Augit-Perowskit-Magnetit-Gestein, nahe verwandt mit Jacupirangiten von Brasilien und Alnö aus Mount Elgon in Britisch Ostafrika[1] beschrieben. Später wurde eine Anzahl in 1903—04 von M. ALLUAUD eingesammelter derartiger Einschlüsse aus dem Massiv des Kilima Ndjaro in Deutsch Ostafrika von A. LACROIX beschrieben[2]; darunter waren u. a. auch ein grobkörniges nephelinreiches Gestein bestehend außerdem aus Ägirinaugit mit Perowskit in 2 mm. größen Körnern, Apatit, Titanit und Melanit, also ein typischer Ijolith. LACROIX machte speziell aufmerksam auf die Bedeutung des Auftretens derartiger Gesteine der Ijolithserie als mitgerissene Einschlüsse in den Alkaliergußgesteinen des afrikanischen Grabens für das nähere Verständnis der Gauverwandtschaft der verschiedenen Alkaligesteine. Später gab ROSENBUSCH ausführliche Mitteilungen über eine Reihe derartiger Einschlüsse, so von recht grobkörnigem Ijolith (mit Sanidin und tiefbraunem Melanit) vom NO-Abhang des Oldonyo l'Engai, ferner von »Ijolith« bestehend »aus viel alkaliarmem Ägirinaugit und weniger Nephelin in allotriomorph-körnigem Gemenge mit viel idiomorphem Magnetit« (also wohl einem »Melteigit«) aus einer Kraterruine am N.-Ende des Natronsees Magad, etc etc.[3] Weitere Mitteilungen, mit Analysen von Ijolith von Kerimasi, und von Leucitijolith, von Niragongo, in der Gegend des Kiwu-Sees, in Deutsch Ostafrika, wurden schließlich von L. FINCKH geliefert[4].

Von diesen ostafrikanischen, als Einschlüsse in *Nephelíniten* etc. auftretenden Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe erhielt ich (durch freundliche Vermittelung des Herrn Professor L. FINCKH) eine Anzahl Proben aus der Sammlung der preußischen geologischen Landesanstalt von Herrn Geheimrat F. BEISCHLAG zur Verfügung zugestellt, wofür ich hiermit bestens danken muß.

Diese Proben zeigten sich z. T. sehr nahe übereinstimmend mit den norwegischen Ijolithen des Fengebietes. Dies war namentlich der Fall mit einem Einschluß aus dem Nephelinit der Kraterruine an der SW-Seite des Magad (No. 152); der Dünnschliff dieses Gesteins zeigte einen reichlichen Gehalt von *Apatit*, in gedrungenen, unregelmäßig resorbierten Prismen, ferner reichlich *Titanit* in recht großen, von dem Apatit poikilitisch durch-

[1] G. T. PRIOR. „Contributions to the petrology of British East Africa"; Min. Mag. Vol. XIII, S. 253 (1903).

[2] A. LACROIX. „Sur quelques roches ijolithiques du Kilima Ndjaro". Bull. d. l. soc. Franç. d. Min. Vol. 29, S. 90—97 (1906).

[3] H. ROSENBUSCH. Mikr. Phys. d. Mass. Gesteine. 4. Aufl. S. 1437 (1907).

[4] Deutsche Zentr. Afrika Exped. Vol. I (1) S. 1—42 (1912).

löcherten Körnern, ein wenig *Melanit* in unregelmäßigen Körnchen; das Hauptmineral ist *grüner Pyroxen* (ein Ägirindiopsid mit Auslöschungswinkel für c : c = 60—70°, recht stark pleochroitisch mit tiefgrüner resp. grüngelber Farbe in Querschnitten der prismatischen Krystalle, z. T. Zwillinge nach {100}, begrenzt von {100} und {110}); der Pyroxen ist zum größten Teil früher auskrystallisiert als der *Nephelin*, welcher in verhältnismäßig geringerer Menge die Zwischenräume zwischen den Pyroxenprismen einnimmt. Dies Gestein muß nach meinem Dünnschliff zu urteilen als ein *Melteigit* charakterisiert werden.

Die übrigen Proben sind z. T. recht reich an *Melanit*; dies war u. a. der Fall mit meinem Dünnschliff des analysierten Gesteins von Kerimasi (Finck l. c. S. 28); nach dem Befund desselben versuchte ich die folgende Berechnung der Analyse von Dr. Eyme.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	F	
Nephelin	19.52		15.49				0.20	7.22	2.99	0.30			45.72
Pyroxen	16.05		0.04	0.38	2.46	3.62	7.34	0.15	0.04				30.08
Melanit	4.15	1.20	0.22	3.00			4.26						12.83
Titanit	0.27	0.37					0.26						0.90
Apatit							4.19				3.28	0.29	7.76
Magnetit				1.50	0.68								2.18
O		0.09					0.12						0.21
Rest							0.23	0.13		0.64			1.00
	39.99	1.66	15.75	4.88	3.14	3.62	16.60	7.50	3.03	0.94	3.28	0.29	100.68
Zu wenig in der Analyse . . .	−0.73											0.29	1.02
Eymes Analyse .	39.26	1.66	15.75	4.88	3.14	3.62	16.60	7.50	3.03	0.94	—		99.66

Die berechneten prozentischen Zusammensetzungen wären dabei für:

	Nephelin	Pyroxen	Melanit	Pyroxen aus Ijolith (Finnl.)	Melanit Zermath	Melanit Alnö
SiO_2	42.70	53.36	32.35	52.34	34.73	31.15
TiO_2	—	—	4.52	—	2.29	6.73
Ti_2O_3	—	—	4.83	—	3.33	
Al_2O_3	33.88	0.13	1.71	0.58	4.52	3.14
Fe_2O_3	—	1.26	23.39	2.22	21.86	23.83
FeO (& MnO) . .	—	8.18	—	9.61	—	—
MgO	—	12.04	—	11.03	—	MnO 0.58
CaO	0.44	24.40	33.20	23.21	32.80	33.44
Na_2O	15.80	0.50	—	0.87	MgO 0.63	—
K_2O	6.52	0.13	—	0.14	MnO 0.43	Na_2O 0.68
H_2O	0.66	—	—	—	0.26	—
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.85	99.35

Zum Vergleich sind nebenbei die berechnete Zusammensetzung eines grünen Pyroxens aus einem Ijolith von Melteig, sowie die Analysen des Melanit von Zermatt (M. PINERS, Zeitschr. f. Kryst. & Min., B. 22, S. 493) und des Melanit von Alnö (l. c.) beigefügt.

Die berechnete Zusammensetzung ist wohl kaum sehr genau, zeigt aber, daß das Gestein des Einschlusses von Kerimasi eben eine Übergangsstufe zwischen einem Ijolith und einen an Melanit ziemlich reichen Melteigit repräsentiert, und am nächsten als ein Melteigit aufgefaßt werden muß; der Apatitgehalt ist, wie man sieht, sehr hoch. Das Gestein erinnert ziemlich viel an den von H. WASHINGTON analysierten Melanit-Melteigit von Magnet Cove, Arkansas.

Das Vorkommen dieser Tiefengesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe als endogene Einschlüsse in den Nepheliniten des großen ostafrikanischen Grabens ist, wie schon von LACROIX, ROSENBUSCH u. a. hervorgehoben, von großem Interesse für das Feststellen der genetischen Beziehungen zwischen den zusammenhörenden Tiefengesteinen und Ergußgesteinen. Die typischen aus Nephelin und grünem Pyroxen hauptsächlich bestehenden Nephelinite haben, wie bekannt, eben innerhalb der Vulkangebiete des ostafrikanischen Grabens (Oldonyo l'Engai, Meru, Oldonyo Sambu, Shomboli, Ruvenzori etc.) sowie auch sonst in Afrika (Vulkan Etinde in Kamerun, auf den Cap Verde'schen Inseln) eine Hauptverbreitung. Eine Anzahl Proben von Nepheliniten aus dem afrikanischen Graben, die ich dem freundlichen Entgegenkommen der Herren Professor FINCKH und Geheimrat BEYSCHLAG verdanke, zeigten nach den Dünnschliffen zu urteilen auch so große Übereinstimmung in ihrer Mineralienzusammensetzung mit den norwegischen Melteigiten (und teilweise auch mit Ijolithen), daß sie auch in chemischer Beziehung ganz unzweifelhaft nahe übereinstimmen müssen.

Als „Ijolithe" angeführte Gesteine von Madagaskar (Fasinite).

An sämtlichen oben zum Vergleich mit dem Fengebiet erwähnten Vorkommnissen von Gesteinen der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie ist der bei denselben auftretende Pyroxen vorherrschend ein *grüner Pyroxen*, ein CaO-reicher, Al_2O_3-armer Ägirindiopsid. Olivin ist in diesen Gesteinen so viel mir bekannt niemals beobachtet.

Ganz anders verhält sich ein nephelinreiches als »Ijolith« aufgeführtes Gestein aus dem von A. LACROIX 1902 beschriebenen Vorkommen in einem Bachbett bei Ambaliha im NW-lichen Teil von *Madagaskar*[1].

[1] A. LACROIX. „Les roches alcalines caractérisant la province pétrographique d'Ampasindava". Nouv. Arch. du Muséum d'hist. Nat. 4. Ser., T. I (1902) S. 135—140 & 194—196.

Die petrographische Provinz von Ampasindava umfaßt infolge der ausführlichen Beschreibung von LACROIX eine große Reihe allerlei verschiedener Alkaligesteine: Natrongranite, verschiedene Syenite, Nephelinsyenite etc. etc., darunter schließlich auch das genannte zur Ijolith-Reihe hingeführte Gestein.

Dieser nur in losen Blöcken in dem genannten Bachbett gefundene sogenannte »Ijolith« von Ambaliha ist ein ziemlich grobkörniges Gestein bestehend angeblich zu etwa $^3/_4$ aus violettgrauem *Titanpyroxen*, mit etwas *Nephelin* und *Biotit*; u. d. M. wurden außerdem *Olivin*, *Apatit*, *Titanomagnetit*, etwas *Leukoxen* samt sparsam und nicht in allen Proben auch dünne zwischen den Nephelinkörnern eingekeilte Täfelchen von *Natronmikroklin* erkannt.

Die von PISANI angeführte Analyse dieses Gesteins gab folgende chemische Zusammensetzung:

SiO_2	40.10
TiO_2	2.98
Al_2O_3	15.50
Fe_2O_3	6.35
FeO	7.29
MgO	8.41
CaO	12.40
Na_2O	3.37
K_2O	1.67
H_2O	0.87
P_2O_5	1.28
Summe	100.22

Ein Versuch darauf diese Zusammensetzung auf die oben angeführte Mineralienzusammensetzung zu berechnen, zeigt sofort, daß der u. d. M. violett durchsichtige Titanpyroxen einen ganz beträchtlichen Gehalt an Al_2O_3 enthalten muß, und in seiner ganzen Zusammensetzung sich sehr wesentlich von den Al_2O_3-armen grünen Ägirindiopsiden der typischen Ijolithe und Melteigite unterscheiden muß, was auch schon von LACROIX selbst hervorgehoben wurde.

Da ich schon früher von Professor LACROIX eine hübsche Repräsentation der interessanten von ihm beschriebenen Gesteine der Ampasindava-Provinz freundlichst zum Geschenk erhalten hatte, darunter auch das betreffende Gestein von Ambaliha, war ich in der Lage die von ihm angegebene Mineralienzusammensetzung des schön frischen Gesteins vollständig bestätigen zu können, und machte dann einen Versuch darauf auf Grund-

lage der Analyse und der Beobachtungen u. d. M. die Mineralienzusammensetzung annäherungsweise zu berechnen; ich erhielt dabei folgende Zahlen:

Nephelin . . .	15.05	Titaneisen . . .	1.16
Natronmikroklin .	1.93	Leukoxen . . .	0.50
Titanpyroxen .	67.22	Schwefelkies. . .	Spur
Biotit	4.90		Summa 99.46
Olivin	3.75	Rest . . . H_2O	0.76
Apatit	3.02		100.22
Magnetit . . .	1.93		

Die bei dieser selbstverständlich immer noch recht unsicheren Berechnung erhaltene prozentische Zusammensetzung des Titanpyroxens wäre etwa die folgende:

SiO_2	42.86	MgO	9.74
TiO_2	2.39	CaO	15.81
Al_2O_3	13.86	Na_2O	1.04
Fe_2O_3	6.54	K_2O	0.40
FeO	7.36		100.00

Diese Zusammensetzung ist durch den sehr hohen Al_2O_3-Gehalt beträchtlich verschieden von der gewöhnlichen Zusammensetzung der Titanpyroxene mehrerer Nephelinbasalte, Hornblendebasalte etc., ist aber wahrscheinlich ziemlich ähnlich derjenigen des unten näher erwähnten Pyroxens in dem im Fengebiete auftretenden ultrabasischen »Vibetoit«[1].

Durch seinen Al_2O_3-reichen Titanpyroxen als herrschendes Mineral, durch seinen Gehalt an Olivin etc. unterscheidet sich das nephelinreiche Gestein von Ambaliha somit sehr charakteristisch von den melanokraten Gliedern der typischen Ijolithvorkommen, den Melteigiten vom Fengebiet, bei welchen der Pyroxen ein grüner Al_2O_3-armer Ägirindiopsid ist. Entsprechend ist dann auch bei Melteigiten mit einem demjenigen des Ambaliha-Gesteins ähnlichen Alkaligehalt (siehe die Tabelle S. 18) der Al_2O_3-Gehalt

[1] Zum Vergleich können auch angeführt werden:
Augit aus Melilithbasalt, Hegau (Grubenmann 1886): SiO_2 45.19, TiO_2 3.12, Al_2O_3 12.76, Fe_2O_3 8.40, MgO 11.74, CaO 14.37, Na_2O 1.35, K_2O 1.20, (Cr_2O_3) 4.10, Summe = 102.23.
Augit, Einschl. in Basalt, Medves, Ungarn; Maurítz (1910): SiO_2 42.59, TiO_2 3.54, Al_2O_3 10.63, Fe_2O_3 6.52, FeO 5.56, MnO 0.37, MgO 7.86, CaO 21.47, Na_2O 1.67, Summe = 100.21.
Eine große Anzahl älterer Analysen von Pyroxenen mit sehr hohem Al_2O_3 Gehalt und einigermaßen entsprechender Zusammensetzung sind in Osann's Beiträge zur chem Petrogr. B. II (1905) angeführt: aus Leucititen, Nephelintephriten, Tescheniten, Phonolithen etc. (No. 181, 182, 173, 171, 168, 157 etc.), sind aber alle ältere Analysen ohne Bestimmung der TiO_2. Es ist sehr bezeichnend, daß sie aus Nephelin-reichen Gesteinen stammen.

viel niedriger (6.90 % anstatt 15.50 % im Ambaliha-Gestein), der CaO-Gehalt umgekehrt viel höher (19.63 % anstatt nur 12.40 % im Ambaliha-Gestein). Entsprechend seinem Olvingehalt ist auch im Ambaliha-Gestein der MgO-Gehalt beträchtlich höher als in den Melteigiten.

Das oben erwähnte von LACROIX beschriebenen Gestein von Ambaliha wurde 1907 von H. ROSENBUSCH (Mass. Gest. 4. Aufl. S. 441) — zusammen mit anderen ebenfalls von LACROIX beschriebenen nephelinreichen, melanokraten zu der Ijolith-Reihe hingeführten Gesteinen von Bekinkina, Halbinsel Ambavatovy, Madagaskar — als Normaltypus der melanokraten Ijolithgesteine unter dem Namen »*Bekinkinit*« aufgestellt. Er bemerkt darüber:

»Nach Beschreibung und Analyse verhalten sich die madagassischen Ijolithe zu dem finnländischen, wie der Missourit zum Fergusit; *sie sind* mit anderen Worten *die Tiefenform der Nephelinbasalte*. Ich schlage dafür den Namen »*Bekinkinit*« vor[1].«

Wie mir Professor LACROIX (in einem Brief vom 30. Mai 1919) mitgeteilt hat, ist leider dieser Name Bekinkinit durch eine wenig glückliche Konfusion entstanden; der Typus des Ambaliha-Gesteins (mit *Titanpyroxen*, mit etwas Olivin etc. als Hauptmineral neben dem Nephelin) kommt nämlich am Bekinkinaberg im Bezavona-Massiv überhaupt nicht vor. Die hier auftretenden, von LACROIX beschriebenen, Nephelin führenden melanokraten Gesteine, die ROSENBUSCH mit dem Ambaliha-Gestein zusammengestellt hatte, führen nämlich nicht Titanpyroxen, sondern *Barkevikit* als Hauptmineral, und sind nach LACROIX »roches theralitiques riches en hornblende« (»Hornblende-Nephelinite«).

LACROIX schreibt mir dann weiter: »Je propose d'employer le nom de »fasinite« pour designer les roches grenues formées de néphéline et d'augite titanifère très alumineuses«.

Dieser Vorschlag scheint mir ganz berechtigt. Der *Fasinit* unterscheidet sich, wie oben nachgewiesen wurde, sowohl durch seine chemische, als durch seine mineralogische Zusammensetzung ganz distinkt von den melanokraten Gliedern der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie und kann somit auch nicht als ein Glied dieser Serie gerechnet werden. Typische Glieder dieser Serie sind deshalb, soviel mir bekannt, bis jetzt nicht auf Madagaskar vorgefunden[2].

---

[1] Siehe auch ROSENBUSCH, Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. (1910), S. 211.

[2] Nachdem die obenstehende Darstellung schon längst geschrieben war, hat Professor LACROIX (Compt. Rend. 1920, No. 1, S. 22) seine in dem oben erwähnten Brief gegebene Auseinandersetzung über den Fasinit publiziert; er definiert denselben hier als „roche grenue, constituée par de la néphéline et beaucoup d'augite titanifère, avec un peu d'apatite et d'orthose"; der große Al_2O_3-Gehalt des Pyroxens wird speziell hervorgehoben, ebenso wie der Unterschied des Gesteins von den Gesteinen der Ijolith-Reihe.

Bekinkinite.

Die restierenden der nephelinreichen, melanokraten, von LACROIX beschriebenen Gesteine von Madagaskar, welche von ROSENBUSCH unter der Bezeichnung *Bekinkinite* zusammengefafst wurden, Gesteine vom Bekinkinaberg im Bezavonamassiv, zeichnen sich, wie oben erwähnt, durch das Vorherrschen von brauner *Barkevikithornblende* neben dem Nephelin aus. Wenn man den Namen *Bekinkinit* behalten will, mufs er dann für melanokrate feldspatfreie Tiefengesteine gebraucht werden, deren Mineralienzusammensetzung durch die Kombination *Nephelin-Barkevikit* (zum Teil neben Titanpyroxen, Olivin etc.) ausgezeichnet ist. LACROIX hat von den hier gehörigen Madagaskar-Gesteinen mehrere Vorkommen beschrieben, von zwei Analysen begleitet (siehe unten)[1].

Bekinkinit von Barshaw, Schottland.

Mit den oben genannten »Bekinkiniten« vom Bezavonamassiv, Madagaskar, hat später G. W. TYRRELL[2] ein mit Tescheniten etc. zusammen auftretendes Vorkommen eines melanokraten nephelinführenden Gesteins von Barshaw, nahe bei Paisley in Renfrewshire, Schottland, zusammengestellt. Das ziemlich stark zersetzte Gestein besteht angeblich aus vorherrschendem Titanpyroxen (ca. 30 %) mit Olivin (ca. 18½ %), Barkevikit (ca. 12 %), Eisenerzen (ca. 5 %) und Apatit (ca. 1 %) samt ferner zu ungefähr ⅓ aus Feldspatmineralien (sowohl Plagioklas als Orthoklas) mit etwas Nephelin, diese leukokraten Mineralien doch stark zersetzt, so dafs ihr gegenseitiges Mengenverhältnis schwierig bestimmbar schien. Die von E. G. RADLEY ausgeführte Analyse (siehe unten) stimmt ganz gut mit den Analysen der Bekinkinite von Madagaskar. Das Gestein von Barshaw gehört einer nur wenige Meter dicken lagerförmigen Intrusion (»sill«), und scheint meiner Auffassung nach eher ein hypabyssisches Gestein als ein echtes Tiefengestein zu sein.

Bekinkinit von Ice River, Britisch Columbia.

Ein weiteres Vorkommen mit den madagassischen Bekinkiniten verwandter Gesteine wurde von Dr. G. M. DAWSON entdeckt in dem schon oben (S. 30 ff.) erwähnten, von A. E. BARLOW (l. c.) beschriebenen Gebiet von nephelinreichen Gesteinen in den Umgebungen von Ice River, Britisch Columbia. Ein von N. N. EVANS analysiertes Gestein aus diesem Gebiet zeigte einen sehr hohen Gehalt an TiO_2 (4.02 %) und war (nach

[1] Nouv. Arch. du Muséum d'hist. natur. 4. Ser. II, S. 227 (1903).

[2] „The Bekinkinite of Barshaw". Geol. Mag. Dec. VI. Vol. II, S. 304–11, 361–6 (1915).

Washington und Iddings) ein »*Hornblendeijolith*«, in welchem »der Nephelin sehr gegenüber dem von Barkevikit begleiteten Pyroxen zurücktritt, mit Einsprenglingen von honiggelbem Titanit«; es wurde deshalb von Rosenbusch auch zu seinen Bekinkiniten gerechnet. Nach der Charakterisierung dieser analysierten Stufe als »ein dichtes, schwarzes Gestein« dürfte dasselbe ebenso wenig wie das Gestein von Barshaw ein in größerer Masse auftretendes Gestein mit der normalen Korngröße und Struktur der echten Tiefengesteine gewesen sein[1].

Die vier Analysen der »Bekinkinite« von Bekinkina, Madagaskar (I u. II[2]) von Barshaw, Schottland (III) samt vom Ice River-Gebiet, Britisch Columbia (IV), sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt und die aus denselben berechnete *mittlere* Zusammensetzung dieser Barkevikit-Nephelingesteine nebenbei angeführt. Zum Vergleich ist auch (unter V) die Analyse des oben erwähnten von Lacroix jetzt als »*Fasinit*« bezeichneten, wesentlich aus Titanpyroxen mit Nephelin bestehenden Gesteins von Ambaliha nebenbei angeführt.

	I	II	III	IV	Mittel von Bekinkiniten	V
SiO_2 . . .	45.30	43.60	40.87	39.25	42.25	40.10
TiO_2 . . .	1.93	2.44	2.85	4.02	2.81	2.98
Al_2O_3 . . .	17.81	13.60	16.23	16.01	15.91	15.50
Fe_2O_3 . . .	1.70	3.95	1.31	4.31	2.82	6.35
FeO . . .	8.20	6.95	7.37	9.64	8.04	7.29
MnO . . .	—	—	0.64	0.35	0.25	—
Co, NiO . .	—	—	0.06		—	—
MgO . . .	6.02	10.20	9.83	4.24	7.56	8.41
CaO . . .	8.51	12.10	11.13	13.42	11.29	12.40
Na_2O . . .	4.95	3.74	2.78	4.92	4.10	3.37
K_2O . . .	2.56	0.69	0.53	2.26	1.51	1.67
H_2O . . .	2.75	2.75	— (1.35)	0.80	2.98	0.87
			+ 4.28			
P_2O_5 . . .	—	0.43	0.52	0.91	0.47	1.28
CO_2 . . .	—	—	0.38	—	0.10	—
FeS_2 . . .	—	—	0.21	—	0.05	—
	99.73	100.45	100.34	100.13	100.14	100.22

[1] Es ist von wesentlichem Interesse, daß in dem Ice River-Gebiet offenbar *normale Ijolithe* mit „*Barkevikit-Ijolithen*" und den hier als *Bekinkiniten* zusammengefaßten Gesteinen zusammen auftreten. (Siehe oben S. 30 ff.).

[2] Die Analyse II wurde von Rosenbusch (l. c. S. 210) als Bekinkinit bezeichnet; Lacroix hatte (Mater. p. la Min. de Madagascar. Arch. d. Mus. 4. ser. Tome V, S. 229 (1903) dies Gestein zuerst als „Ijolite néphélinique" bezeichnet.

Wie die Analysen zeigen, schließen sich diese als Bekinkinite bezeichneten Gesteine am nächsten den *Theralithen* und den *nephelinführenden Essexiten* an. Dies wurde auch schon von LACROIX angeführt, und IDDINGS hat sie (Igneous Rocks l. c. S. 247) direkt unter seine Gruppe der Theralithe und Essexite eingereiht. Das Gestein von Barshaw führt ja nach TYRRELL auch reichlich Plagioklas und kann bei dem niedrigen Alkaligehalt nur ganz wenig Nephelin enthalten; es ist übrigens, wie der CO_2-Gehalt und der sehr hohe H_2O-Gehalt zeigt, kein frisches Gestein, was ja wohl auch zum Teil den madagassischen »Bekinkiniten« gilt.

Von den melanokraten Gliedern der typischen Ijolithreihe, so wie diese in Finnland und namentlich im norwegischen Fengebiet auftritt, sind diese sogenannten »Bekinkinite«, wie ein näherer Vergleich zeigt, ganz beträchtlich verschieden. Dagegen ist der Unterschied von dem Fasinit von Ambaliha, wie man sieht, in der *chemischen* Zusammensetzung nicht allzu sehr bedeutend. Ein Vergleich mit den typischen Melteigiten von ungefähr entsprechendem Alkaligehalt (siehe Tabelle S. 18) zeigt sofort, daß diese einen ganz bedeutend höheren CaO-Gehalt, und gleichzeitig einen viel geringeren Al_2O_3-Gehalt aufweisen als die Bekinkinite und der Fasinit.

Nach der obenstehenden Revision sämtlicher früher beschriebenen Vorkommen der Gesteine, welche früher von verschiedenen Autoren als »*Ijolithe*« aufgeführt sind, habe ich nun in der folgenden Tabelle die chemischen Analysen zusammengestellt von den echten typischen Tiefengesteinen, welche nach der oben behaupteten Auffassung der »*Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie*« angehörig sind, und dabei auch am melanokraten Ende der Serie als Melteigit-Jacupirangite ein Paar Analysen norwegischer Gesteine angeschlossen, die unten näher erwähnt werden sollen.

Sowie diese Serie oben abgegrenzt wurde, bilden die Gesteine derselben *ein ausgezeichnetes Beispiel einer typischen Gesteinsserie* entsprechend der Definition dieses Begriffes, sowie ich dasselbe vor 25 Jahren aufstellte[1]. Gemeinsam für alle Glieder derselben ist die Mineralienkombination: *Nephelin-thonerdearmer grüner Pyroxen* (vorherrschend Ägirindiopsid, nur sparsam zum Teil auch Ägirin). Akzessorisch tritt recht oft *Biotit* auf, außerdem verschiedene *Titanmineralien*: Melanit, Schorlamit, Iivaarit, verschiedene Perowskite, Titanit, bisweilen auch Mineralien der Mikrolith-Pyrochlor-Reihe. *Apatit* oft reichlich. Der SiO_2-Gehalt ist bei allen Gliedern ungefähr derselbe,

[1] Eruptivgest. des Kristianiagebietes I, „Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie". Kristiania 1894, S. 169 ff.

immer niedrig 38 bis ca. 45 %; charakteristisch ist ferner der durchgehends relativ niedrige MgO-Gehalt, welcher selbst bei den am meisten melanokraten Gliedern wohl selten über 7 % steigen dürfte. Der Gehalt an Alkalien (mit immer vorherrschendem Na_2O) und Al_2O_3 ist von dem leukokraten Ende der Serie nach dem melanokraten hin abnehmend, der CaO-Gehalt umgekehrt entsprechend zunehmend.

Die in der Analysentabelle S. 18 angeführte Reihe von chemischen Analysen der norwegischen Glieder der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Serie zeigen, daß diese Gesteine in dem Fengebiet in seltener Reinheit und Vollständigkeit der Serie repräsentiert sind. Man sieht hier auch sehr instruktiv, wie der SiO_2-Gehalt mit steigendem Pyroxengehalt höher wird, und umgekehrt mit steigendem Nephelingehalt sinkt.

Ein Vergleich des Mittels der 7 norwegischen Gesteine der Serie (Tab. S. 18) mit dem Mittel der 10 Gesteine No. VII bis XVI der beigefügten Analysentabelle zeigt auch eine sehr nahe Übereinstimmung. Die beiden Mittel ordnen sich, wie man sieht, ziemlich genau zwischen den beiden Analysen der Magnet Cove-Melteigite hinein, den Forderungen des Serienbegriffes entsprechend.

Wenn ich den heftigen Widerstand erinnere, den selbst ein so außerordentlich bedeutende Forscher und Kenner der Eruptivgesteine als Rosenbusch gegen den von mir aufgestellten Serienbegriff leistete, ist es mir noch jetzt, nach dem Verlauf eines Vierteljahrhunderts, nicht ohne Interesse gewesen eben das ausgezeichnete Beispiel *einer typischen Gesteinsserie*, welches die Gesteine des Fengebietes repräsentieren, in solcher Vollständigkeit aus einem einzigen gemeinsamen Vorkommen vorlegen zu können.

In einer Beziehung unterscheidet sich die chemische Zusammensetzung der norwegischen Glieder dieser Serie auffallend von derjenigen der übrigen bekannten Vorkommen derselben — mit Ausnahme von Alnö, Monmouth und wohl auch Ice River —, nämlich durch den beträchtlichen Gehalt an CO_2, entsprechend dem recht hohen *primären* Gehalt an Kalkspat und Cancrinit. Wir werden weiter unten auf dies bemerkenswerte Verhältnis zurückkommen. — Als Anhang zu der Analysentabelle ist auch eine Übersicht der berechneten Mineralienzusammensetzung einiger der analysierten Gesteine angeführt.

Wie oben angeführt hatten schon Ramsay und Berghell die *Ijolithe* als *die den nephelinitischen Ergußgesteinen entsprechenden Tiefengesteine* aufgefaßt. Um diesen Vergleich näher zu prüfen habe ich eine Anzahl von 13 kritisch ausgewählten neueren Analysen von frischen, sicheren Nepheliniten zusammengestellt und daraus das in der beigefügten Tabelle

angeführte Mittel berechnet. Was die einzelnen Analysen betrifft, kann angeführt werden, daß in diesen 13 Analysen

der	SiO_2-Gehalt	variiert	zwischen	38.39	und	46.60 %
—	Al_2O_3 —	—	—	9.87	—	18.11 —
—	MgO —	—	—	2.73	—	7.12 —
—	CaO —	—	—	7.85	—	15.50 —
—	Na_2O —	—	—	3.73	—	8.60 —
—	K_2O —	—	—	1.96	—	4.30 —

Es erhellt aus dem Vergleich mit den Gesteinen der Urtit-Ijolith-Melteigit-Reihe, daß unter den Nepheliniten Gesteine mit einem extremen Nephelingehalt (und entsprechend extrem hohen Gehalt an Al_2O_3 und Alkalien, besonders Na_2O) wie sie die Urtite und die am meisten leukokraten Ijolithe zeigen, zu fehlen scheinen oder jedenfalls bis jetzt nicht analysiert sind. Auch Nephelinite mit dem extrem hohen CaO-Gehalt der am meisten melanokraten Melteigite scheinen unter den analysierten Nepheliniten zu fehlen. *Den Nepheliniten entsprechen somit am nächsten die mittleren Glieder der Ijolith-Melteigit-Reihe,* und zwar namentlich die mesokraten Melteigite.

Was nun das Verhältnis der Melteigite zu den *Nephelinbasalten* betrifft, dann zeigt ein näherer Vergleich derselben, daß selbst die am meisten melanokraten Melteigite weder chemisch noch in ihrer Mineralienzusammensetzung Äquivalente der Nephelinbasalte sind. Olivin ist in den Melteigiten wohl niemals beobachtet, was offenbar mit dem verhältnismäßig niedrigen MgO-Gehalt und dem gleichzeitig sehr hohen CaO-Gehalt zusammenhängt. Zum Vergleich habe ich aus 38 kritisch ausgewählten neueren Analysen von sicheren Nephelinbasalten das an der beigefügten Analysentafel angeführte Mittel berechnet. Was die einzelnen Analysen betrifft kann angeführt werden, daß in den zu Grunde gelegten 38 Analysen

der	SiO_2-Gehalt	variiert	zwischen	34.03	und	43.76 %
—	Al_2O_3 —	—	—	7.55	—	17.12 —
—	MgO —	—	—	7.42	—	20.17 —
—	CaO —	—	—	8.57	—	18.20 —
—	Na_2O —	—	—	1.91	—	7.52 —
—	K_2O —	—	—	0.63	—	2.34 —

Der hohe Gehalt von 7.52 % Na_2O (bei einem Nephelinbasalt von Dreistelz, Rhön) ist verbunden mit einem MgO-Gehalt von 9.10 %; bei Melteigiten mit entsprechend hohem Na_2O-Gehalt ist der MgO-Gehalt nur ca. $3^1/_2$ %. Bei dem in der Höhe des Na_2O-Gehaltes nächstliegenden Nephelinbasalt (von Hobart, Tasmanien) mit 5.38 % ist der MgO-Gehalt

14.22 %, etc. — Umgekehrt ist bei den Nephelinbasalten mit den niedrigsten MgO-Gehalten 7.42, resp. 7.42 und 8.02 % MgO, der Al_2O_3-Gehalt 11.80, resp. 13.99 und 14.89 % — also viel höher, und umgekehrt der CaO-Gehalt: 11.34, resp. 13.61 und 14.62 % — also viel niedriger als bei den Melteigiten mit den höchsten MgO-Gehalten von 6.81 resp. 6.47 %. Das berechnete Mittel der Nephelinbasalte zeigt überhaupt verglichen mit dem Mittel der Melteigite einen auffallenden Unterschied in dem bei weitem höheren Gehalt an MgO- und Fe-Oxyden, und dem niedrigeren Gehalt an CaO und Alkalien. Aus den Analysen der Nephelinbasalte ist direkte abzulesen, daß sie Olivin und (aus dem Steigen des Al_2O_3-Gehaltes mit abnehmendem Alkaligehalt, und steigendem CaO-Gehalt), daß sie einen *Al_2O_3-reichen Pyroxen* (in der Regel Titanpyroxen) führen müssen, während bei den Melteigiten (bei welchen Olivin fehlt und der Pyroxen ein grüner Ägirindiopsid ist) umgekehrt der Al_2O_3-Gehalt mit abnehmendem Alkaligehalt und steigendem CaO-Gehalt sinkt.

Die Tiefenform der Nephelinbasalte findet sich deshalb *nicht* unter den Melteigiten, nicht einmal unter den am meisten melanokraten derselben. Dieselbe ist, wie ganz richtig von Rosenbusch (l. c.) bemerkt, in Gesteinen wie dasjenige von Ambaliha, Madagaskar zu suchen, Gesteinen mit Titanpyroxen und Olivin neben reichlichem Nephelin als Hauptmineralien. Diese Gesteine dürften dann nach dem Vorschlag von Lacroix am besten mit *seinem* Namen »Fasinite« bezeichnet werden.

Für die chemisch nahe verwandten an Barkevikit reichen Gesteine, die mit dem Titanpyroxen und Olivin führenden Fasinit von Ambaliha von Rosenbusch vereinigt wurden, kann dann der von ihm vorgeschlagene Name »*Bekinkinit*« behalten werden.

Diese letzteren Gesteine (von Bekinkina, Barshaw, Ice River etc.) müssen nämlich trotz der *chemischen* Verwandtschaft am besten von diesen Fasiniten unterschieden werden, nicht nur weil ihre Mineralienzusammensetzung verschieden ist, sondern *weil sie eben keine echten Tiefengesteine sind*, was auch in ihrer Struktur (mit gewöhnlich idiomorpher Ausbildung der älteren Mineralien) und ihrem geologischen Auftreten (Barshaw) ihren Ausdruck findet.

Sie sind ziemlich sicher überall *hypabyssische* Gesteine, die sich zu den Fasiniten genau ähnlich verhalten, wie die ebenfalls durch Barkevikit charakterisierten Gesteine der *Camptonitreihe* mit ihrem Auftreten als Ganggefolgschaft, Grenzfacies, kleinere Intrusionen (sills, sheets etc.) zu den Essexiten und Theralithen. Das reichliche Auftreten von *Barkevikit* (zum Teil zusammen mit Titanpyroxen, Biotit, Olivin etc.) in derartigen, hypabyssischen Gesteinen, während derselbe in den in größeren Massen auf-

tretenden entsprechenden echten Tiefengesteinen (mit herrschendem Titanpyroxen mit Olivin) gewöhnlich fehlt, muß wohl eben mit den abweichenden Bildungsbedingungen (Temperaturunterschied während der Abkühlung und Krystallisation des Magmas) in Verbingung stehen[1].

Die Gesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie im Fengebiete.

In frischem und unverändertem Zustande finden sich die verschiedenen Glieder dieser Gesteinsserie fast nur innerhalb eines kleinen Areals im SW-lichen Teil des Fengebietes in der Umgebung des Hofes Melteig, auf einer Strecke von ungefähr 900 Meter Länge in N—S-Richtung, und etwas weniger in W—O-Richtung nach den Håtvet-Höfen hin. Die besten Aufschlüsse finden sich innerhalb der ca. 500 Meter langen, 100 bis 200 Meter breiten, sackförmigen Niederung SSW vom Hofe Melteig, am Ostfuß von Tveitåsen, nördlich vom Raumyrås. Der größte Teil dieser Niederung ist von Ackerland bedeckt, hie und da mit aufsteckendem Felsen; die Ackererde bildet aber überall hier nur eine ganz dünne Decke, die auch an mehreren Stellen entfernt war; dasselbe ist auch weiter nördlich der Fall.

Die Verbreitung der einzelnen Glieder der Serie innerhalb dieses Gebietes ließ sich nicht genauer abgrenzen. Das Hauptgestein ist wohl der dunkle, schwere *Melteigit* in verschiedenen Varietäten von beinahe reinen Pyroxengesteinen (Jacupirangiten und Jacupirangit-Melteigiten) zu nephelinreicheren Gliedern, die in Ijolithe übergehen (Ijolith-Melteigite); lokal findet sich etwa 100 Meter SSW von den Häusern ein an *Magnetkies* und zum Teil auch an Melanit reicher *Borolanit-Melteigit*. In der Mitte des kleinen

[1] Nachdem die obenstehende Darstellung schon längst geschrieben war, hat Professor Lacroix in seiner oben erwähnten Abhandlung (Compt. Rend. 1920, No. 1, S. 23 u. 25) auf das Mißverständnis von Rosenbusch in Bezug auf seine Definition des Namens „*Bekinkinit*" aufmerksam gemacht; Lacroix schlägt nun hier vor, diese Bezeichnung zu beschränken auf Gesteine, wie die von ihm beschriebenen von Bekinkiny, bestehend aus brauner Hornblende mit *Analcim* (gewöhnlich ohne Nephelin, wobei er doch bemerkt, daß der Analcim wahrscheinlich in den meisten Fällen durch sekundäre Zersetzung aus Nephelin entstanden ist). Er stellt mit seinen diesbezüglichen Gesteinen aus Madagaskar auch das von Tyrrell beschriebene Gestein von Barshaw zusammen. Das Mittel der 5 von Lacroix angeführten Analysen seiner Bekinkinite gibt die folgende Durchschnittszusammensetzung:

SiO_2 42.50, TiO_2 2.65, Al_2O_3 15.00, Fe_2O_3 3.09, FeO 7.66, MnO 0.19, (Co,Ni)O 0.01, MgO 7.28, CaO 11.68, Na_2O 4.31, K_2O 1.28, H_2O 4.03, P_2O_5 0.39, CO_2 0.09, FeS_2 0.04. Summa 100.20, somit ganz nahe mit meinem oben berechneten Mittel übereinstimmend.

Es scheint mir dann berechtigt die Bezeichnung Bekinkinit, wie oben von mir vorgeschlagen, für *hypabyssische Gesteine mit Hauptkombination Nephelin* (resp. *Analcim*) *und barkevikitischer Hornblende beizubehalten.*

VI. *teigit*	XVII. *Melteigit-Jacupirangit*	XVIII. *Melteigit-Jacupirangit*	Mittel von 9 Analysen von Melteigiten	Mittel von 18 Analysen von Urtiten, Ijolithen, Melteigiten u. Melt.-Jacupirangiten	Mittel der 14 Analysen No. III bis XVI von Ijolithen u. Melteigiten	Mittel der 10 Analysen No. VII bis XVI von Ijolithen u. Melteigiten	Mittel von 13 Analysen von Nepheliniten	Mittel von 38 Analysen von Nephelinbasalten
lteig gebiet vegen	Melteig Fengebiet Norwegen	Melteig Fengebiet Norwegen						
2.64	44.34	43.58	40.69	41.07	40.47	40.52	40.99	39.66
2.24	1.57	2.51	2.26	1.72	1.89	2.07	2.23	1.79
2.10	0.08	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	—	—
7.58	6.90	7.80	12.85	18.20	18.23	16.03	15.31	12.22
4.18	5.23	4.23	5.24	4.26	4.46	4.90	7.49	6.57
4.18	6.31	6.09	4.98	4.08	4.26	4.19	5.11	6.90
0.28	0.40	0.22	0.20	0.16	0.18	0.22	0.17	0.17
6.47	6.81	6.46	5.15	3.55	3.59	4.23	4.70	12.13
9.91	19.63	21.93	17.45	12.65	12.80	14.98	11.93	12.54
0.11	0.10	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.06
4.75	3.14	1.10	4.87	8.07	7.82	6.74	5.27	3.60
1.86	1.28	1.33	2.25	2.84	2.86	2.58	2.93	1.51
0.14	0.10	0.07	} 1.27	0.97	1.07	1.20	} 2.45	} 1.79
0.27	0.32	1.27						
1.91	2.23	2.58	1.80	1.31	1.30	1.51	1.29	0.82
2.08	0.95	0.10	0.63	0.84	0.83	0.62	0.12	0.14
0.03	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	} 0.04	} 0.04
0.12	0.20	0.24	0.08	0.05	0.05	0.04		
0.05	0.26	0.21	0.23	0.14	0.16	0.17	0.09	0.01
—	—	—	0.03	0.01	0.02	0.02	0.05	0.03 Div. 0.08
99.90	99.91	99.80	100.08	100.00	100.06	100.11	100.18	100.06
3.10								

ıpirangit-Serie.

XI. *elanit-elteigit*	XII. *Melanit-Melteigit*	XIII. *Ijolith-Melteigit*	XV. *Melteigit*	XVI. *Melteigit*	XVII. *Melteigit-Jacupirangit*	XVIII. *Melteigit-Jacupirangit*
net Cove kansas	Magnet Cove Arkansas	Melteig Norwegen	Beaver Creek Colorado	Melteig Norwegen	Melteig Norwegen	Melteig Norwegen
hington	F. Williams	A. Rødland	E. S. Larsen	A. Rødland	A. Rødland	A. Rødland
hington	Washington	W. C. Brøgger	W. C. Brøgger	W. C. Brøgger	W. C. Brøgger	W. C. Brøgger
38.70	24.10	37.81	26.67	20.86	9.52	—
—	4.80 [1]	— } 38.27	—	4.83 } 26.92	1.66 } 14.72	— } 11.94
—	—	0.46	—	1.23	3.54	11.94
12.80	30.60	36.53	52.31	47.14	66.89	72.94
—	6.20	2.35	5.11	6.16	4.03	—
15.30	29.70	—	—	4.43	2.23	—
—	—	Spur	4.71 [1]	0.86	—	—
—	—	9.01	—	4.23	3.19	5.405
3.00	1.00	4.92	5.95	4.53	5.31	6.155
—	3.60	4.12	3.53	0.61	1.42	2.09
—	—	4.30	1.50	5.50	1.93	0.23
99.80	100.00	99.50	99.78	100.38	99.72	98.76

[1] Orthoklas. [1] Perowskit.

Chemische Analysen von Tiefengesteinen der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Serie.

	I. *Urtit* (Mittel von 3 Analysen) Lujaur-Urt Kola	II. *Urtit* Melteig Fengebiet Norwegen	Mittel von Urtitanalysen	III. *Ijolith* Monmouth Kanada	IV. *Ijolith* Ivaara Finnland	V. *Fiotit-Ijolith* Melteig Fengebiet Norwegen	VI. *Ijolith* Leanchoil Ice River Brit. Columbia	VII.	VIII. *Ijolith* Ivaara Finnland	IX. *Ijolith* Melteig Fengebiet Norwegen	Mittel von 7 Analysen von Ijolithen	X. *Melanit-Melteigit* Kerimasi Deutsch Ost-Afrika	XI. *Melanit-Melteigit* Magnet Cove Arkansas	XII. *Melanit-Melteigit* Magnet Cove Arkansas	XIII. *Ijolith-Melteigit* Melteig Fengebiet Norwegen	XIV. *Melteigit* Leanchoil Ice River Brit. Columbia	XV. *Melteigit* N. Beaver Creek Colorado	XVI. *Melteigit* Melteig Fengebiet Norwegen	XVII. *Melteigit-Jacupirangit* Melteig Fengebiet Norwegen	XVIII. *Melteigit-Jacupirangit* Melteig Fengebiet Norwegen	Mittel von 9 Analysen von Melteigiten	Mittel von 18 Analysen von Urtiten, Ijolithen, Melteigiten u. Melt.-Jacupirangiten	Mittel der 14 Analysen No. III bis XVI von Ijolithen u. Melteigiten	Mittel der 10 Analysen No. VII bis XVI von Ijolithen u. Melteigiten	Mittel von 13 Analysen von Nephelinen	Mittel von 56 Analysen von Nephelinbasalten
SiO_2	45.39	39.50	42.45	42.72	43.02	33.88	41.66	43.70	42.79	40.50	41.19	39.26	41.75	38.03	39.53	39.25	38.89	40.64	44.31	43.58	40.69	41.07	40.47	40.52	40.99	39.69
TiO_2	—	0.25	0.13	0.38	0.63	2.82	1.95	0.89	1.70	1.91	1.48	1.66	0.58	1.62	3.72	4.02	2.45	2.24	1.57	2.51	2.26	1.72	1.89	2.07	2.23	1.79
ZrO_2	—	0.01	0.01	—		0.03	—	—		0.08	0.02	—	0.05	—	0.05		0.02	0.10	0.08	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	—	—
Al_2O_3	27.62	30.25	28.78	23.08	24.63	22.30	22.75	19.77	19.89	19.65	22.01	15.75	17.04	15.41	13.55	16.01	12.69	10.58	6.90	7.80	12.85	18.20	18.23	16.03	15.31	12.22
Fe_2O_3	3.65	1.02	2.33	2.00	3.59	5.58	2.33	3.35	4.39	3.53	3.51	4.88	6.35	5.70	4.85	4.31	7.46	4.18	5.23	4.23	5.24	4.26	4.46	4.99	7.49	6.57
FeO	0.50	1.23	0.87	4.36	2.17	4.75	6.08	3.47	2.33	3.70	3.84	3.14	3.41	4.24	4.85	9.64	2.96	4.18	6.31	6.09	4.98	4.08	4.26	4.19	5.11	6.99
MnO	0.10	0.06	0.08	0.16	Spur	0.20	0.14	Spur	0.41	0.20	0.16	—	Spur	Spur	0.20	0.35	0.16	0.28	0.40	0.22	0.20	0.16	0.18	0.22	0.17	0.17
MgO	0.20	0.29	0.25	0.97	1.06	1.80	3.11	3.94	1.87	3.46	2.41	3.62	4.71	5.57	3.46	4.24	5.01	6.47	6.81	6.46	5.15	3.55	3.59	4.23	4.70	12.13
CaO	1.72	4.86	3.29	6.92	5.47	9.41	7.76	10.39	11.76	12.21	9.12	16.60	14.57	16.19	15.84	13.42	18.65	19.91	19.63	21.93	17.45	12.65	12.80	14.98	11.93	12.54
SrO	—	0.06	0.03	—	—	0.06	—	—	—	0.09	0.02	—	—	—	0.05	—	—	0.11	0.10	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.06
Na_2O	16.17	13.38	14.78	11.02	14.81	9.44	8.81	9.78	9.31	8.64	10.26	7.50	6.17	5.27	6.17	4.92	4.90	4.75	3.14	1.10	4.87	8.07	7.82	6.74	5.27	3.60
K_2O	3.71	5.60	4.65	2.69	2.99	4.68	3.12	2.87	1.67	3.41	3.06	3.03	3.08	1.78[1]	2.55	2.26	2.19	1.86	1.28	1.33	2.25	2.84	2.86	2.58	2.03	1.51
H_2O +	0.28	0.07	0.36	0.88		0.02	0.03	0.80	0.09	0.14	0.76	0.94	0.28	5.23	0.08	—	0.36	0.14	0.10	0.07	1.27	0.97	1.07	1.20	2.45	1.79
H_2O −		0.37				0.57	1.50			0.30			0.62		0.33	0.80	0.70	0.27	0.32	1.27						
P_2O_5	—	0.44	0.22	0.19	0.70	2.12	0.10	1.34	1.70	0.71	0.98	3.28	1.09	0.35	2.08	0.91	1.78	1.01	2.23	2.58	1.80	1.31	1.30	1.51	1.29	0.82
CO_2	—	2.62	1.31	2.99		2.02	0.40	—	—	1.66	1.01	—	—	—	1.89	—	0.66	2.08	0.95	0.10	0.63	0.84	0.83	0.62	0.12	0.14
Cl		0.02	0.02			0.01	0.02	—	—	0.02	0.01	—	—	0.02	0.02	—	—	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04
F	—	0.05	0.05	—	—	0.17	—	—	—	0.07	0.04	—		—	0.18	—	—	0.12	0.20	0.24	0.08	0.05	0.05	0.04		
S		0.02	0.02	-	-	0.24	0.08	—	—	0.13	0.07	—	—	0.47[1]	0.50	—	0.60	0.05	0.26	0.21	0.23	0.14	0.16	0.17	0.09	0.01
SO	—	—	—	—	—	—	0.05	—	—	—	0.01	Spur	—	—	—	—	0.25	—	—	—	0.03	0.01	0.02	0.02	0.05	0.03 Div 0.08
Summe	99.34	100.10	99.63	100.46	99.97	100.10	99.89	100.30	98.81	100.44	100.02	99.66	100.60	101.05	99.90	100.13	99.73	99.90	99.91	99.80	100.08	100.00	100.06	100.11	100.18	100.06
Sp. G.		2.64				2.92	2.892			2.92		2.993	3.084	[1] Entspr. 0.89 FeS_2	—			3.10								

Berechnete Mineralienzusammensetzungen von Tiefengesteinen der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Serie

	Urtit	*Urtit*	II. *Urtit*	III *Ijolith*	IV. *Ijolith*	*Melanit-Ijolith*	V. *Ijolith (Fiotitijolith)*	VII *Ijolith*	VIII *Ijolith*	IX *Ijolith*	X. *Melanit-Melteigit*	XI. *Melanit-Melteigit*	XII. *Melanit-Melteigit*	XIII. *Ijolith-Melteigit*	XV. *Melteigit*	XVI. *Melteigit*	XVII *Melteigit-Jacupirangit*	XVIII *Melteigit-Jacupirangit*
	Lujaur-Urt Kola	Lujaur-Urt Kola	Melteig Norwegen	Monmouth Kanada	Ivaara Finnland	Alnö Schweden	Melteig Norwegen	Ivaara Finnland	Ivaara Finnland	Melteig Norwegen	Kerimasi Ostafrika	Magnet Cove Arkansas	Magnet Cove Arkansas	Melteig Norwegen	Beaver Creek Colorado	Melteig Norwegen	Melteig Norwegen	Melteig Norwegen
Analysiert von	A. Zilhacus	W. Peterson	A Rødland	Adams & Barlow	A. Zilhacus		A. Rødland	Naima Sahlbom	N. Berghell	A. Rødland	Eyme	Washington	F. Williams	A. Rødland	E. S. Larsen	A. Rødland	A. Rødland	A. Rødland
Berechnet von	W. Ramsey	W. Ramsey	W. C Brøgger	W. C Brøgger	V. Hackmann	A. Högbom	W. C. Brøgger	V. Hackmann	V. Hackmann	W. C Brøgger	W C. Brøgger	Washington	Washington	W. C Brøgger	W. C. Brøgger	W. C. Brøgger	W. C. Brøgger	W. C. Brøgger
Nephelin	85.72	82.00	72.15	63.81	71.54	65.00	48.27	54.80 (?)	40.11	43.08	45.72	38.70	24.10	37.81	20.67	20.86	9.52	—
Cancrinit	—	—	5.68 } 85.24	*Albit* 6.74 } 72.55	—	5.00 } 70.00	3.85 } 54.55	—		5.04 } 51.97	—	—	4.80[1]	— } 38.27	—	4.83 } 26.92	1.66 } 14.72	— } 11.04
Muscovit	—	—	7.11	—	—		2.43	—		3.85	—	—	—	0.46	—	1.23	3.54	11.04
Grüne Pyroxene	11.96	16.00	5.25	17.43	25.73	5.00	0.51	40.37	41.86	27.49	30.08	12.80	30.60	30.53	52.31	47.14	66.89	72.94
Biotit		—	2.56	—	—	—	13.01	—	—	5.19	—	—	6.20	2.35	5.11	6.16	4.03	—
Verschiedene Titangranate	—	—	—	1.46	—	18.00	—	(?) —	2.15	3.41	12.83	15.30	29.70	—	—	4.43	2.23	—
Mikrolith etc.	—	—	0.015	—	—	—	2.175			1.045	-	—	—	Spur	4.71[1]	0.86	—	—
Titanit	—	—	0.475		1.54	—	5.19	2.16	1.07	3.00	0.90		—	0.01	—	4.23	3.19	5.405
Apatit	1.97	2.00	1.05	0.43	1.66	—	5.02	3.17	4.02	1.69	7.76	3.00	1.00	4.92	5.95	4.53	5.31	6.155
Eisenerz u. Eisenkiese	—	—	0.23	1.65		3.50	6.455	—	—	3.78	2.16	—	3.60	4.12	3.53	0.61	1.43	2.00
Kalkspat	—	—	5.14	6.45	—	3.50	4.60	—	—	2.53	—	—	—	4.30	1.50	5.50	1.03	0.23
	99.65	100.00	99.66	99.97	100.47	100.00	100.57	100.50	99.11	100.41	99.15	99.80	100.00	99.50	99.78	100.38	99.72	98.76

[1] Orthoklas. [1] Perowskit.

Gebietes schien ein *Melteigit-Ijolith* vorherrschend; in losen Blöcken, die hier ausminiert waren, fand ich eine Anzahl verschiedener Ganggesteine: *Melanitmikromelteigit, Mikroijolith, Melteigitpegmatit, Jacupirangitpegmatit* und dünne an Melanit (und Iivaarit?) reiche Adern. Typische *Ijolithe* kamen am häufigsten in losen Blöcken im südlichsten Teil des Gebietes vor; hier fanden sich auch eine Anzahl größerer Blöcke von Urtit-Ijolithen und recht grobkörnige, fast ausschließlich aus Nephelin bestehende kleine Gänge von *Urtitpegmatit* und *Urtit*. Diese rein leukokraten Gänge scheinen die jüngsten Glieder der ganzen Serie zu sein.

Das ganze, auf der Karte sackförmige Gebiet SSW von Melteig ist, wie man sieht, von Fenit umgeben, und auch von kleinen Gängen von Fenit und Fenitbostonit durchsetzt.

Die Gesteine dieses Gebietes sind zum größten Teil wundervoll frisch und unzersetzt, was auch aus dem ganz geringen H_2O-Gehalt der Analysen hervorgeht. Der CO_2-Gehalt derselben ist, wie schon oben erwähnt, nicht auf sekundäre Zersetzung, sondern auf primäre, meistens spätmagmatische Krystallisation eines letzten CO_2-reichen Mutterlauges zu beziehen.

Die Mineralienzusammensetzung.

Die Tiefengesteine der Gesteinsserie des Melteiggebietes bilden, wie schon oben erwähnt, eine vollkommen kontinuierliche Serie, deren einzelne Glieder dieselben Mineralien führen und wesentlich nur durch die relativen Mengenverhältnisse der Hauptmineralien derselben sich von einander unterscheiden.

Die immer auftretenden Hauptmineralien dieser Gesteinsserie sind: *Grüne Pyroxene* (eisenreiche Diopside, Ägirindiopside, sparsamer Ägirin) und *Nephelin*, die ersten in den melanokraten, der letztere in den leukokraten Gliedern vorherrschend.

Biotit fehlt bisweilen vollständig, ist in der Regel sparsam, nur in speziellen Varietäten reichlich.

Orthoklas und *Albit* sind nur selten und in geringer Menge vorhanden.

Früh auskrystallisierte Mineralien, charakteristisch für diese Gesteinsserie und öfters verhältnismäßig reichlich vorhanden, sind: *Apatit, Mikrolith, Titanit, Melanit* und andere *Titangranate*; *Eisenkies* (selten *Magnetkies*) und *Magnetit* (zum Teil Titanomagnetit) und *Titaneisenerz*.

Spätmagmatische Mineralien sind: *Cancrinit, Muscovit, Kalkspat*.

Sekundär gebildete Mineralien: *Zeolithe* (Spreustein), *Muscovit, Chlorit, Epidot* etc., *Leukoxen, Rutil, Anatas* etc.

Perowskit, Wollastonit, Melilith, Sodalith, Noseau etc., die aus anderen Vorkommen dieser Gesteinsserie bekannt sind, wurden in den Gesteinen des Fengebietes nicht beobachtet.

Das zuerst auskrystallisierte Mineral dieser Gesteine scheint der **Apatit** zu sein. Er tritt zum Teil als scharfbegrenzte, sechsseitige Prismen auf, häufiger als ziemlich stark resorbierte, an den Kanten gerundete, korrodierte längliche Körner, die häufig in größerer Anzahl zusammen angehäuft, und oft von bedeutender Größe sind. In den leukokraten Urtiten ist der Apatitgehalt durchschnittlich niedriger (die Analyse ergab ca. 1 %), in den Ijolithen etwa größer (ca. $1^2/_3$ %), in den Biotitijolithen und Ijolith-Melteigiten noch größer (nach den Analysen ca. 5 %), und in den Melteigiten und Melteigit-Jacupirangiten endlich am größten (bis mehr als 6 %). Sieht man von den Urtiten ab, ist der mittlere Apatitgehalt der übrigen Tiefengesteine der Serie im Melteiggebiet nach der Berechnung der ausgeführten 6 Analysen derselben im Mittel 4.61 %, entsprechend einem P_2O_5-Gehalt von nicht weniger als 1.93 % oder beinahe 2 %, ein ganz seltener Durchschnittsgehalt. Der Apatit zeigt makroskopisch gewöhnlich eine bräunlichgelbe Farbe. Wie die Analysen zeigen, ist er, ganz wie im Alnögebiet, ein fast reiner *Fluorapatit*, indem Chlor in den Bauschanalysen nur in ganz minimaler Menge nachgewiesen wurde. Flüssigkeitseinschlüsse sind häufig sehr zahlreich.

Zu den am ersten auskrystallisierten Mineralien der Ijolith-Melteigitgesteine gehört auch der **Mikrolith**; u. d. M. sieht man denselben in Dünnschliffen öfters z. B. als kleine Einschlüsse in Titanitkrystallen (so z. B. sehr häufig in dem Ijolith-Melteigit, Analyse No. 4, S. 18). Er bildet nicht ganz selten recht scharfe Oktaëderchen, häufig aber resorbierte, an den Kanten abgerundete und oft stark korrodierte Körnchen, die u. d. M. durch ihren isotropen Charakter, ihre starke Lichtbrechung, und ihre tief gelblichbraune Farbe leicht von dem Melanit, mit dem sie auch zum Teil zusammen auftreten, unterschieden werden können. An einzelnen Vorkommen ist ein lamellarer Bau mit ganz schwacher Dobbeltbrechung verbunden, deutlich erkennbar. In den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Serie tritt der Mikrolith im Melteigit-Gebiet immer, obwohl ganz allgemein verbreitet, nur in geringer Menge, höchstens ca. 1 bis 2 % auf. In größerer Menge fand sich der Mikrolith mit genau denselben Eigenschaften zum Teil in dem krystallinen Kalkstein des Fengebietes, namentlich am Ufer von Nordsjö, wo er zuerst von Professor V. M. Goldschmidt entdeckt wurde. Eine nicht ganz vollständige Analyse aus Koncentrat von diesem Kalkstein, von A. Rodland ausgeführt, gab das folgende Resultat:

SiO_2	1.51	
TiO_2	1.61	
ZrO_2	0.12	
Ta_2O_5 . .	ca. 37.00	63 00
Nb_2O_5 . .	ca. 26.00	
Ceritoxyde . . .	2.06	
Fe_2O_3 und FeO	8.25	
MgO	1.14	
CaO	13.84	
Na_2O und K_2O	3.68	
H_2O	5.02	
	100.00	

Für die Erkenntnis der Verwandtschaftsbeziehungen der krystallinen Kalksteine und der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe des Fengebietes ist es von wesentlichem Interesse, daß sowohl der Apatit als der Mikrolith in beiden Gesteinsgruppen beisammen allgemein verbreitet und mit genau entsprechenden Eigenschaften als sehr charakteristische Bestandteile auftreten.

Eisenkies und **Magnetit** gehören ebenso wie der Apatit und der Mikrolith zu den früh auskrystallisierten Mineralien der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe. Der Eisenkies ist in der Regel nur in geringer Menge vorhanden; seine Menge läßt sich aus dem S-Gehalt der Analyse genau berechnen. In den 7 Analysen der Tabelle S. 18 wurde der Gehalt an Eisenkies berechnet zu: 0.36, 0.45, 0.24, 0.94, 0.10, 0.48 und 0.40 %, also in keinem Fall soviel als 1 %. Er tritt zum Teil in kleinen Würfeln, gewöhnlich doch nur als unregelmäßige Körnchen auf, fast immer mit einer Randzone und einem Netzwerk durchsetzender Adern von **Magnetit** verwachsen. Außer in dieser Weise kommt der Magnetit (zum Teil etwas titanhaltig) auch als selbständige Körner vor, auch diese nur selten mit idiomorpher Ausbildung (als kleine Oktaëder), gewöhnlich aber als unregelmäßige Massen im Titanit, im Biotit u. s. w. Der berechnete Gehalt von Magnetit der 7 Analysen der Tabelle S. 18 wäre etwa: 0.19, 6.00, 2.29, 3.18, 0.51, 0.94, 1.69. Der Magnetitgehalt ist somit in der Regel nicht sehr groß, da der Fe-Gehalt zum größten Teil in dem grünen Pyroxen steckt; es ist bezeichnend, daß eben der an Biotit reiche Biotitijolith gleichzeitig auch den größten Gehalt an Magnetit (6 %) erweist.

Der **Titanit** gehört auch zu den in der Regel früh auskrystallisierten Mineralien der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Serie, und tritt deshalb ganz vorherrschend als recht gut ausgebildete Krystalle auf, teils als oft massenhaft angehäufte ganz kleine Kryställchen mit den gewöhnlichen spitzrhombischen Durchschnitten, teils auch als prismatisch ausgebildete stabförmige Prismen mit schief abgeschnittenen Enden. In anderen Fällen sind die Krystalle nur ganz unvollkommen ausgebildet, und bildet dann auch

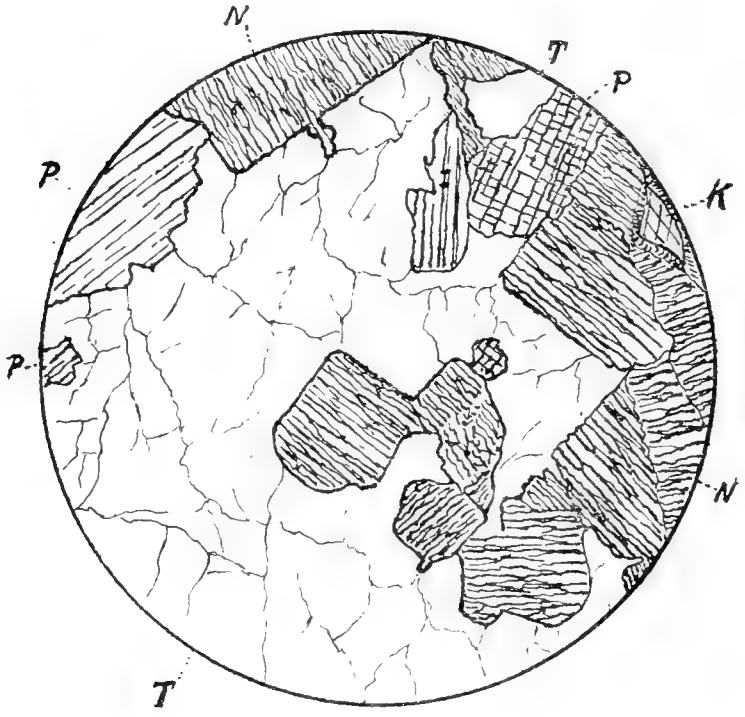


Fig. 3. Melteigit aus der Nähe des SW-lichsten der Håtvet-Höfe. Vergr. = $^{32}/_{1}$.
N = Nephelin (in grobblättrigen Muscovit umgewandelt); P = Pyroxen; K = Kalkspat; T = Titanit.

recht grofse (bis 3—4 Mm.), oft poikilitisch durch früher auskrystallisierte Mineralien (Apatit, Mikrolith) durchlöcherte Körner. Bisweilen finden sich auch, besonders bei den stark melanokraten Gliedern skelettförmige, eutektische Verwachsungen mit Melanit, Kalkspat und Pyroxen, als ein Beweis, dafs die Krystallisation des Minerals auch bis in spätere Stadien der Erstarrung noch fortgesetzt hat. So fand sich in einem Dünnschliff eines Melteigit, ein quadratischer Querschnitt eines Titanitzwillings, (mit der Grenzlinie des Zwillings diagonal von zwei entgegengesetzten Ecken verlaufend), deren mittlere Teil von primärem Kalkspat eingenommen wurde.

Bisweilen hat die Auskrystallisation auch gleichzeitig mit derjenigen des Pyroxens und des Nephelins fortgesetzt, so dafs diese letzteren Mine-

ralien zum Teil in großen Titanitindividuen eingeschlossen sind oder mit idiomorphen Krystallecken in dieselben hineinragen. Die Figuren 3 und 4 zeigen ein Beispiel derartiger Strukturverhältnisse aus einem Melteigit aus der Nähe des südlichen Hatvet-Hofes. Der Nephelin ist in diesem Gestein vollständig in Muscovit (mit ein wenig Chlorit) pseudomorphosiert, und man sieht in der Figur 3, wie die Ecken dieser Pseudomorphosen in ein mehr

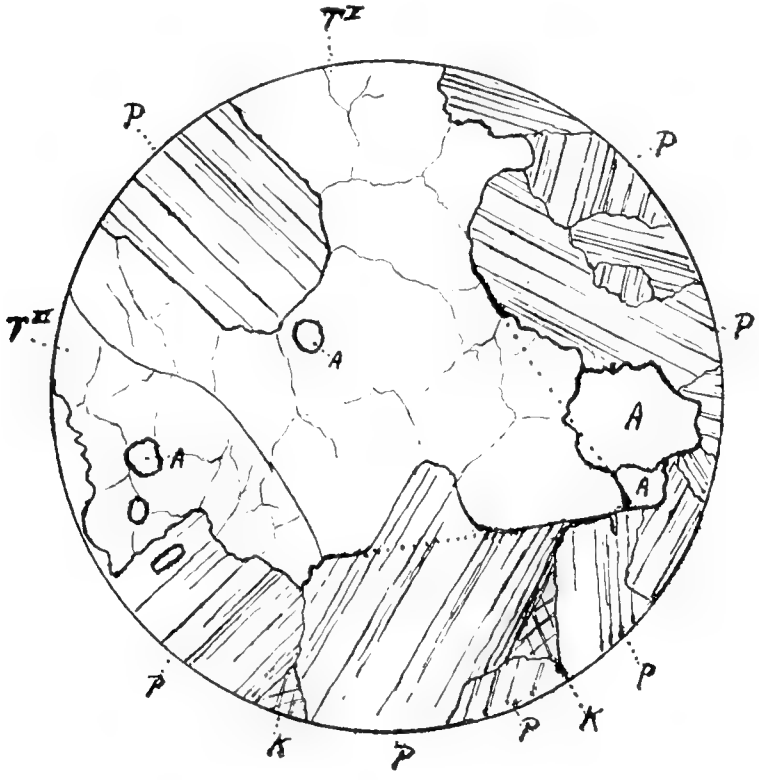


Fig. 4. Melteigit (Lokalität dieselbe als für Fig. 3). Vergr. = $^{32}/_{1}$.
P = Pyroxen; T^{I} und T^{II} = Titanit; A = Apatit; K = Kalkspat.

als 3 Mm. großes Titanitindividuum hineinstecken, und selbst teilweise eingeschlossen sind. Ebenso sieht man sowohl aus dieser Figur, wie aus der Figur 4, daß der Pyroxen gleichfalls ungefähr gleichzeitig mit dem Titanit auskrystallisiert hat; die letztere Figur zeigt wie ein großer Titanitkrystall T^{II} zum Teil mit deutlicher Krystallbegrenzung an mehrere Pyroxenindividuen grenzt, welche selbst teilweise in den Titanit hineinstecken und deshalb gleichzeitig mit diesem auskrystallisiert haben; die unterbrochenen Krystallflächen des Titanits sind in der Figur durch punktierte Linien verbunden. Die Menge des Titanits wechselt sehr, ist aber doch im allgemeinen entschieden größer bei den melanokraten Gliedern. So wurde der Titanitgehalt in dem analysierten Urtit nur zu ca. $^{1}/_{2}$ %, in dem Ijolith zu ca. 3 %,

in dem Biotitijolith zu etwa 5 % (5.19), in den Melteigiten und Melteigit-Jacupirangiten zu 4.23, 3.19 und 5.41 % berechnet. Ausnahmsweise groß ist der Titanitgehalt in dem analysierten Ijolith-Melteigit, wo derselbe zu nicht weniger als 9.01 % berechnet wurde, und wo er auch in zum Teil ungewöhnlicher Korngröße ausgebildet ist.

Der **Melanit** ist in den Gesteinen des Melteiggebietes sehr ungleichmäßig verteilt. In dem Urtit ist kaum je mehr als geringe Spuren vorhanden, auch im Biotitijolith, der doch einen charakteristischen Gehalt von Mikrolith zeigt, wurde er nicht nachgewiesen, ebenso wenig in dem analysierten Ijolith-Melteigit mit seinen 9 % von Titanit und seinem TiO_2-Gehalt von 3.72 %. Selbst in dem Melteigit-Jacupirangit mit 2.51 % TiO_2 und 5.41 % Titanit konnte er nicht nachgewiesen werden. In drei der analysierten Gesteine: dem Ijolith (3), dem typischen Melteigit (5) und dem Melteigit-Jacupirangit (6) wurden Gehalte von 3.41 %, 4.43 % und 2.23 % Melanit berechnet; in allen drei kam der Titanit in ungefähr gleicher Menge vor (3.00 %, 4.23 resp. 3.19 %). Der Melanit ist in diesen Gesteinen, wie es scheint, immer *nach* dem Apatit, dem Mikrolith und dem Titanit, zum Teil auch nach dem Pyroxen auskrystallisiert, ist sehr selten idiomorph (in Rhombendodekaëdern) begrenzt, gewöhnlich stark poikilitisch durchlöchert und scheint überhaupt von ziemlich später Bildung. In anderen, nicht analysierten Melteigiten, wo er in größerer Menge auftritt, (in einem recht feinkörnigen Melteigit, ca. 100 Meter Süd von Hätvet, z B. ca. 15 bis 20 %), ist er zum Teil in größeren Feldern im Dünnschliff vorhanden, und ist dann auch bisweilen andeutungsweise zonar gebaut, mit dunkler braunem, bis nahezu undurchsichtigem, an TiO_2 reicherem Kern (Iivaarit oder Schorlamit) und heller brauner Randzone. Er stimmt überhaupt nahe überein mit der Beschreibung Högboms über entsprechende Vorkommen des Alnögebietes. In einigen unten besonders erwähnten Ganggesteinen des Melteiggebietes findet sich der Melanit in bedeutend größerer Menge als in den Hauptgesteinen desselben, und dann gleichzeitig auch öfters in idiomorphen Kryställchen.

Der **Pyroxen** der Gesteine des Ijolith-Melteigit-Gebietes von Melteig ist ganz vorherrschend ein *grüner* Pyroxen und zwar in der Regel ein an dem Ägirinsilikat recht armer Ägirindiopsid. Reiner Ägirin kommt nur in ganz geringer Ausbreitung und dann meistens nur als Randzone um einen größeren Kern von Ägirindiopsid vor, mehr selten (z. B. im Urtit) zum Teil in eigenen Individuen. Die Eigenschaften des grünen Pyroxens stimmen nahe überein mit denjenigen des grünen Pyroxens in den nephelinreichen Nephelingesteinen von Alnö, wie sie von Högbom beschrieben sind (l. c. S. 142—143). In den pyroxenreichen, melanokraten Gliedern

ist er in der Regel roh prismatisch nach der c-Achse und zum größten Teil früher als der Nephelin, im Ijolith zum wesentlichen Teil gleichzeitig mit demselben, im Urtit sogar zum großen Teil nach dem Nephelin, als Zwischenmasse zwischen idiomorph begrenzten Nephelinindividuen, auskrystallisiert (siehe Fig. 5).

Die Absorbtionsfarben wechseln ganz bedeutend, von tief grasgrün oder bläulich grün zu ganz blaß hellgrün, und der Pleochorismus ist entsprechend bald ganz kräftig (tiefgrün—gelb oder grünlichgelb), bald ganz

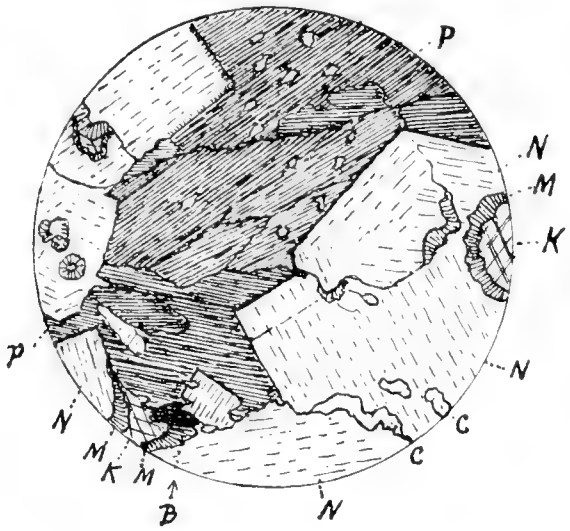


Fig. 5. Urtit Melteig. Verg. $^7/_1$.
N = Nephelin, z. T. idiomorph, oben rechts Schnitt etwa nach der Basis, unten rechts und oben links Schnitte etwa parallel zur c-Achse. Mit „reaction rims" von Cancrinit und Muscovit (M), um Kalkspat (K). P = Pyroxenkörner, nicht idiomorph, als Füllung zwischen den Nephelinkörnern. C = Cancrinit, sekundär. B = Biotit.

schwach. Die am meisten tiefgrün gefärbten Pyroxene sind namentlich für die sehr melanokraten Melanit-Jacupirangite und Melteigite charakteristisch.

In manchen Proben, besonders dann bei mehr hervortretendem zonarem Bau, ist der Pyroxen nicht mehr grün, sondern entweder fast farblos oder rauchfarbig bis schwach grauviolett gefärbt. Bei sehr melanokraten Melteigit-Jacupirangiten ist der Pyroxen namentlich im Kern bisweilen recht kräftig gelb bis rötlichviolett (Titanpyroxen), und diese Gesteine bilden dann deutlich Übergänge zum typischen Jacupirangit oder bei hervortretendem Kalkspatgehalt zum Vibetoit

Der Auslöschungswinkel in Schnitten ungefähr nach ⟩010⟨ wechselt sehr, für c : c bei den sehr blaß hellgrünen Diopsiden von ca. 37 bis 40°, zu etwa 45°, bei den kräftig tiefgrünen Ägirindiopsiden hinauf zu 55 bis

65° und noch mehr, bei dem Ägirin (häufig als Randzone) von ca. 77° bis ca. 90°.

Die chemische Zusammensetzung liefs sich in mehreren Fällen ziemlich genau berechnen, namentlich bei den pyroxenreichen Gliedern der Serie, wo er bisweilen das einzige Fe-Oxyde-, MgO- und CaO-haltende Silikat war; die Berechnungen, welche selbstverständlich nur die *durchschnittlichen* Zusammensetzungen repräsentieren können, zeigen, dafs diese grünen Pyroxene durchgehends recht arm an Al_2O_3, reich an CaO und recht reich an FeO-Oxyde sein müssen, mit FeO und MgO oft ungefähr in gleicher Menge. Die folgende Tabelle zeigt die berechnete prozentische Zusammensetzung der Pyroxene der Gesteine, deren Analysen 2—7 in der Tabelle S. 18 angeführt wurden. Das Mittel der aus diesen 6 berechneten Mischungen dürfte wahrscheinlich ziemlich angenähert die durchschnittliche Zusammensetzung der grüner Pyroxene der Ijolith-Melteigit-Gesteine des Melteiggebietes repräsentieren. Zum Vergleich ist nebenbei die von Högbom (l. c. S. 219) publizierte Analyse eines grünen Pyroxens aus dem Alnögebiet angeführt. Die Übereinstimmung ist, wie man sieht, eine ziemlich nahe.

Berechnete durchschnittliche Zusammensetzung der Pyroxene der Ijolith-Melteigit-Gesteine des Melteiggebietes.

	Melteigit Jacupirangit No. 7	Melteigit Jacupirangit No. 6	Melteigit No. 5	Ijolith-Melteigit No. 4	Ijolith No. 3	Biotit-Ijolith No. 2	Mittel der 6 berechneten Mischungen	Pyroxen Alnö. Anal. von Lundell (Högbom l. c.) S. 219
SiO_2	50.29	51.79	51.59	52.31	52.24	51.52	51.62	52.02
Al_2O_3	4.49	1.45	0.26	0.60	0.58	2.10	1.58	0.88
Fe_2O_3	3.74	5.22	4.71	3.94	2.22	7.57	4.57	8.14
FeO	7.60	8.51	7.26	9.69	8.99	6.63	8.12	8.28
MnO	0.30	0.60	0.59	0.54	0.72	0.63	0.56	—
MgO	8.83	9.42	12.02	9.09	11.03	8.83	9.87	8.55
CaO	23.27	20.66	22.95	21.73	23.21	18.51	21.72	18.48
Na_2O	1.37	2.02	0.53	1.56	0.87	2.95	1.55	2.36
K_2O	0.11	0.33	0.09	0.54	0.14	1.26	0.41	—
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	98.71

In dem *Urtit* von Melteig, in welchem die Gesamtmenge von Pyroxen nur ca. 5 % ausmacht, läfst sich die Berechnung eben dieser geringen Menge wegen nicht genauer durchführen. Es sind hier zwei distinkt verschiedene Pyroxene vorhanden; der eine, welcher vorherrschend ist und wesentlich die Zwischenmasse zwischen den idiomorphen bis hypidiomor-

phen Nephelinkörnern bildet, ist schwach hellgrün bis schwach violettgrau (rauchfarbig), kaum deutlich pleochroitisch, mit Auslöschungswinkeln in Schnitten ungefähr nach {010} von ca. 45°—50°; der andere, welcher nur in geringer Menge auftritt, teils als Randzone des anderen Pyroxens, teils in kleinen, selbständigen Individuen, ist kräftig pleochroitisch (tiefgrün und schwach gelbgrün), mit Auslöschungswinkeln c : c in Schnitten ungefähr nach {010} von etwa 66° bis 70°. — Die versuchsweise Berechnung dieser Mischungen ist zu unsicher, um hier mitgeteilt zu werden. — — —

Die Menge des Pyroxens ist in den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Serie des Melteiggebietes sehr verschieden, von mehr als 75 % in den Melteigit-Jacupirangiten abnehmend zu zwischen 50 und 40 % in den Melteigiten, ca. 37—33 % in den Melteigit-Ijolithen, ca. 30 % in den normalen Ijolithen, kaum 10 % in dem Biotitijolith, und herab zu nur etwa 5 % in dem Urtit.

Der **Biotit** der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe des Melteiggebietes ist bei den meisten derselben nur in ganz untergeordneter Menge vorhanden und fehlt öfters vollständig, wie z. B in dem Melteigit-Jacupirangit Anal. No. 7, S. 18. Bei dem Gestein Anal 6 (ib.) wurde ein Gehalt von 4.03 %, bei dem Melteigit (Anal. No. 5) von 6.16 %, bei dem Ijolith-Melteigit (Anal. No. 4) von 2.35 %, bei dem Ijolith (Anal. No. 3) von 5.49 % bei dem Urtit (Anal. No. 1) von 2.56 % berechnet. Nur bei dem *Biotitijolith* (Anal. No. 2) ist der Biotit das in der größten Menge auftretende dunkle Silikat des Gesteins, indem der Gehalt in demselben zu nicht weniger als 13.01 % berechnet wurde. In diesem Gestein macht er sich auch makroskopisch geltend als rein schwarze Platten von bis zu etwa 2 bis 3 mm. Größe, während er in den übrigen Gesteinen der Serie makroskopisch nur selten erkennbar ist.

Der Biotit der Ijolith-Melteigit-Reihe vom Melteiggebiete ist in allen Gesteinen derselben sehr einförmig, mit sehr starkem Pleochroismus (u. d. M. schwarz, vollkommen undurchsichtig für Strahlen ∓ zur Spaltebene, ziemlich kräftig braun bis bräunlich gelb für Strahlen ⊥ zu derselben, selbst in ganz dünnen Schliffen); basische Schnitte zeigen sich fast undurchsichtig und nahezu einachsig, mit ganz kleinem Achsenwinkel. Die chemische Zusammensetzung dürfte deshalb jedenfalls reich an TiO_2 und Eisenoxyde, in den meisten Fällen auch verhältnismäßig arm an MgO sein (vielleicht doch etwas reicher an MgO in den Biotiten der am meisten melanokraten Glieder der Serie, deren Bauschanalysen auch einen etwas höheren MgO-Gehalt zeigen). Die mittlere berechnete Zusammensetzung des Biotites der 6 analysierten Gesteine der Serie, in welchen Biotit auftritt, ist die folgende:

SiO_2	36.99
TiO_2	2.91
Al_2O_3	15.17
Fe_2O_3	13.39
(Fe,Mn)O . . .	10.45
MgO	8.34
CaO	0.16
Na_2O	1.46
K_2O	9.04
H_2O	2.09
	100.00

Diese berechnete Zusammensetzung kann selbstverständlich nicht sehr genau der wirklichen entsprechen, die Hauptzüge derselben dürften dennoch ziemlich richtig sein. Der Biotit dieser Gesteine dürfte demnach wahrscheinlich am nächsten als ein *Lepidomelan* zu bezeichnen sein.

Dieser Glimmer ist in den Melteigit-Ijolith-Gesteinen meistens als ziemlich kleine unregelmäßige Schuppen ausgebildet, die namentlich *in inniger Verwachsung mit dem Pyroxen* auftreten, und ungefähr gleichzeitig mit diesem auskrystallisiert scheinen; recht häufig sind sie dann, wie es scheint, derartig regelmäßig orientiert, daß (siehe Fig. 6) die Basisfläche des Glimmers dem Orthopinakoid des grünen Pyroxens parallel ist[1].

Die Biotitschuppen sind öfters zu Aggregaten mit Pyroxen und Erzkörnchen, Krystallen von Apatit und Titanit zusammen angehäuft; bisweilen bilden sie dann auch etwas größere poikilitisch durchlöcherte, läppige Körner. Regelmäßig idiomorph begrenzte Tafeln von Biotit scheinen in diesen Gesteinen nie vorzukommen.

Der **Nephelin** der Gesteine der Ijolith-Melteigit Reihe des Fengebietes ist in dem sackförmigen Gebiet SSW von Melteig in fast allen hier auftretenden Gesteinen der Serie gewöhnlich sehr frisch; wo die Struktur hinreichend grobkörnig ist, wie namentlich in den Urtiten der Fall ist, sieht man, daß das Mineral grau bis grünlichgrau, seltener rötlichgrau gefärbt ist, und oft sehr ausgesprochen den charakteristischen Fettglanz des Eläolithtypus zeigt. U. d. M. ist der Nephelin farblos, wasserhell mit den gewöhnlichen Flüssigkeitseinschlüssen, öfters deutlich in Streifen parallel zu Spaltbarkeitsrissen nach dem Prisma angeordnet und auch häufig mit kleinen Einschlüssen der älteren Mineralien, Pyroxen, Biotit etc. Häufig fehlen aber die Flüssigkeitseinschlüsse vollständig und das Mineral zeigt, namentlich in mittel- bis feinkörnigen Gesteinen den typischen Nephelinhabitus. Der Gehalt an Nephelin (und seiner Derivate *Cancrinit* und *Muscovit*) variiert

[1] Eine orientierte Verwachsung des Biotits mit Pyroxen ist auch von HÖGBOM (l. c S. 151) aus Gesteinen der Ijolith-Reihe von Alnö erwähnt.

innerhalb den Gesteinen der Serie im Melteiggebiet sehr stark von nur wenigen (5 bis 15) Prozenten in den Melteigit-Jacupirangiten, zu etwa 15 bis 45 % in den Melteigiten, etwa 45 % bis 50 % in den Ijolith-Melteigiten, etwa 50 bis 75 % in den Ijolithen, und endlich mehr als 80 %

Fig. 6. Biotitijolith. Vergr. $^{16}/_{1}$.
N = Nephelin (wo er an Kalkspat — K — grenzt mit Reactionsrand von Muscovit und Cancrinit, — M. C.). Biotit = B, mit parallelen Strichen bezeichnet (ein großes Individuum in der Mitte der Figur). Pyroxen, P, in Querschnitten mit senkrecht gekreuzten Strichen bezeichnet, oben rechts; sonst in Längsschnitten mit parallelen Punktreihen bezeichnet. Zwei längeren Pyroxenprismen, oben in der Figur, zeigen parallel orientierte Körnchen von Biotit. Apatit = A ganz weiß, mit dicker schwarzer Umgrenzung, in vielen kleinen Einschlüssen in Biotit etc. Magnetit = Mg, ganz schwarz. Kalkspat, vollkommen frisch, primär, mit rhombisch gekreuzten Strichen bezeichnet.

in den Urtiten. Während er in den melanokraten Gliedern der Serie nur als Zwischenklemmungsmasse zwischen den älteren Mineralien, namentlich den Pyroxenaggregaten als spät auskrystallisiertes Mineral auftritt, ist er in den Ijolithen zum großen Teil gleichzeitig mit dem Pyroxen gebildet, und zeigt bei denselben häufig eine deutlich hypidiomorphe Ausbildung;

in den Urtiten ist er schließlich zum großen Teil vollkommen idiomorph, mit deutlicher Begrenzung von Prisma und Basis auskrystallisiert (siehe Fig. 5 S 59). Die mittlere berechnete Zusammensetzung des Nephelins der 6 ersten Gesteine der Tabelle S. 18 ist die folgende:

SiO_2	43.07
Al_2O_3	34.38
(Ca, Ba)O . . .	0.98
Na_2O	16.28
K O	5.19
H_2O	0.10
	100.00

Die einzelnen berechneten Mischungen stimmen mit diesem Mittel nahe überein. Die Brechungsexponenten des Nephelins wurden von V. M. Goldschmidt mit den früher bekannten nahe übereinstimmend gefunden.

Über die verschiedenen Phasen der Umwandlung des Nephelins siehe weiter unten.

Orthoklas kommt in den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe im Fengebiet verhältnismäßig recht selten und dann in der Regel auch ziemlich sparsam vor, auffallender Weise aber doch in allen Gliedern der Serie, selbst in den recht melanokraten Melteigiten, sowie auch in den nephelinreichsten Urtiten. In den vollkommen frischen Gesteinen im Gebiete SSW von Melteig ist der Orthoklas doch selten, reichlicher scheint er in den schon etwas umgewandelten Gesteinen in der Umgegend der Hâtvet-Höfe.

Von einem mittelkörnigen schwarzen Gestein mit schon makroskopisch sichtbaren rötlichen Orthoklaskörnern aus einer Stelle am Wege zwischen Melteig und Hâtvet, einige Hundert Meter östlich von Melteig, brachte ich eine Stufe mit, die nach Untersuchung eines Dünnschliffes ungefähr die folgende Zusammensetzung hat: Ca. 50 % von *Pyroxen* in bis 1 Cm. großen Körnern, mit Kern von violettgrauem Pyroxen und Rand von tiefgrünem Ägirindiopsid (Auslöschung c : c ung 60°), welcher auch in zahlreichen nur 1 bis 2 Mm. großen Prismen auftritt; ca. 35 % von *Nephelin* in zahlreichen, nur ½ bis 1 Mm. großen, idiomorphen Prismen (mit Basis), vollständig in Muscovit, mit kleinen Epidotkörnchen, pseudomorphosiert; sie sind früher auskrystallisiert als der *Orthoklas* und zum Teil in diesem eingeschlossen. Der *Orthoklas*, etwa 8 %, ist selbst sehr frisch in bis 3 Mm. großen Körnern (zum Teil Zwillingen nach dem Karlsbadergesetz); er scheint ein Kryptoperthit zu sein und zeigt sparsam ganz kleine Flecken von orientiertem *Albit*. Außerdem finden sich recht reichlich *Apatit*, *Titanit*, ein wenig FeS_2 und *Eisenerz* samt ein Paar Prozent primären *Kalkspats*.

Dies Gestein ist somit ein Orthoklas führender Ijolith. Ein zweites Vorkommen von einer Stelle hinter den Häusern von S. Hátvet ist ziemlich grobkörnig, mit denselben Mineralien: Apatit, Titanit, Spuren von Eisenerz, Pyroxen (in bis $2^1/_2$ Cm. langen, $^1/_2$ Cm. dicken prismatischen Körnern mit Kern von Titanaugit und Rand von grünem Ägirindiopsid); der Nephelin auch hier in idiomorphen Pseudomorphosen 2—5 Mm. groß, älter als der Orthoklas, der in bis 1 Cm. großen Feldern nach den Nephelinpseudomorphosen auskrystallisiert ist. Dies Vorkommen bildet eine Übergangsstufe in Pyroxen-Juvit (siehe weiter unten). Auch eine Anzahl anderer Vorkommen mit geringerem Gehalt an Orthoklas sind vorgefunden, wesentlich in derselben Gegend. Stark umgewandelte, kalkspatreiche verwandte Gesteine werden unten erwähnt. Diese orthoklasführenden Melteigite führen übrigens durch »*Maliguite*« in melanokrate Feldspat-Pyroxengesteine, *Tveitásite*, über (siehe weiter unten).

Cancrinit ist in den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe im Melteiggebiet sehr verbreitet und fehlt nur selten vollständig. In einem ziemlich grobkörnigen (leider nicht analysierten) Ijolithe vom südlichen Teil des Gebietes ist er sehr reichlich vorhanden, wenigstens 20 bis 30 % ausmachend, in ungefähr der gleichen Menge als der Nephelin; der Kalkspat tritt in diesem Gestein nur in geringer Menge auf. In den meisten Ijolithen ist der Gehalt an Cancrinit aber recht gering, in der Regel nur 4 bis 6 %, in den Melteigiten oft noch geringer bis ganz fehlend. Der *Kalkspatgehalt* ist in der Regel etwa von derselben Größe als der Cancrinitgehalt, oder häufig etwas niedriger.

Wo der Cancrinit nur in geringer Menge vorhanden ist, scheint er offenbar jedenfalls zum größten Teil auf Kosten des Nephelins gebildet. Man sieht dann u. d. M. in den Dünnschliffen, wie er auf feinen Spalten und durch Lösung gebildeten Erweiterungen netzartiger Spalten im Nephelin, oft in paraller Orientierung mit diesem, abgesetzt ist. Wo der Cancrinit in größerer Menge auftritt, wie z. B. in dem oben genannten Gestein vom südlichen Teil des Melteiggebietes, kann man dann beobachten, wie das Adernetz des Cancrinits in den größeren Nephelinkörnern dieselben derartig auffüllen, daß stellenweise nur geringe Reste des Nephelins übrig bleiben, so daß schließlich größere Felder nur aus einheitlichem Cancrinit mit ganz unbedeutenden Resten des ursprünglichen Nephelinkorns bestehen. Ein derartiges Beispiel ist in der beigefügten Figur dargestellt. Man sieht hier eine Anzahl ganz unregelmäßiger Körner von stark grüngefärbtem Pyroxen (P), mit durchsetzenden Prismen von Apatit (A), ferner einige kleine Tafeln von Mikroperthit (M), zerstreut in einem den größten Teil der Figur einnehmenden Korn von Cancrinit (C I), und in zwei kleineren Körnern des-

selben Minerals am Rande der Figur (C^{II} und C^{III}). In den Körnern C^{I} und C^{III} sieht man (mit feiner Punktierung bezeichnete) Reste des ursprünglichen Nephelins; diese restierenden Nephelinfelder (N^{I} in C^{I} und N^{III} in C^{III}) löschen einheitlich aus, zwei verschiedene Nephelinkörner repräsentierend. Die Felder N^{III} sind parallel orientiert mit dem Cancrinitkorn C^{III} und löschen gleichzeitig mit diesem aus; die zahlreichen Felder N^{I} innerhalb des großen Cancrinitkorns C^{I} sind auch alle Reste eines früher kontinuierlichen Nephelinindividuums und löschen alle einheitlich aus, jedoch nicht ganz genau in paralleler Orientierung mit dem Cancrinitkorn, in dem sie eingestreut liegen. Es scheint unzweifelhaft, daß in dem vorliegenden

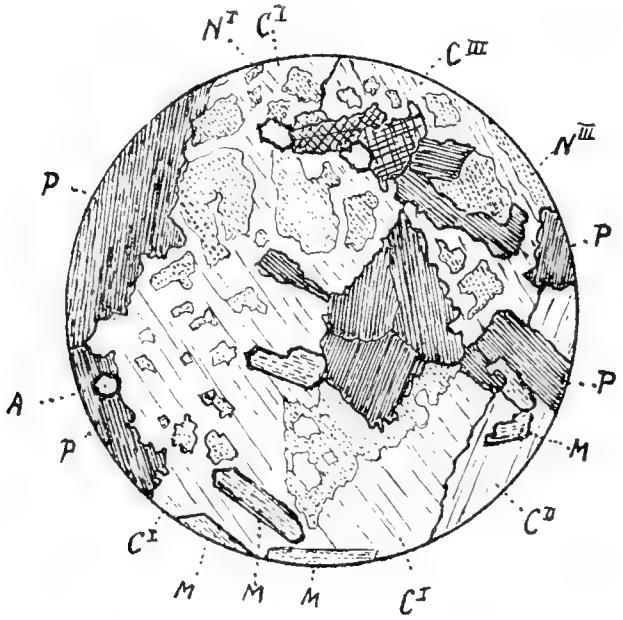


Fig. 7. Cancrinitreicher Ijolith; Melteig. Vergrößeruug $^{15}/_{1}$.

Fall der Cancrinit auf Kosten des Nephelins gebildet ist. In demselben Dünnschliff finden sich nun aber auch (außerhalb der abgezeichneten Partie) zahlreicher Cancrinitkörner, die als ganz selbständig auskrystallisierte, nicht auf Kosten früherer Nephelinkörner gebildete Bestandteile des Gesteins aufgefaßt werden müssen.

Die Cancrinitbildung der Ijolith-Melteigit-Gesteine des Melteiggebietes steht übrigens in inniger Beziehung zu der Bildung des

Kalkspats dieser Gesteine. Schon Högbom bemerkt über das Verhältnis dieser beiden Mineralien in den Nephelingesteinen des Alnögebietes, daß der Cancrinit sich deutlich erkennen läßt, »als das letzte, oder, wenn auch Kalkspat anwesend ist, vorletzte Erstarrungsprodukt des Magmas«; so ist auch in den Gesteinen des Melteiggebietes der Fall. Der Kalkspat

ist fast immer in selbst den frischesten dieser Gesteine in nicht unbeträchtlicher Menge vorhanden, in der Regel ca. 4 bis 5% ausmachend; und überall tritt er als ein primäres Mineral auf, zum Teil schon gleichzeitig mit dem Nephelin, dem Biotit etc. auskrystallisiert, bisweilen sogar als primäre Einschlüsse in großen Titanitkrystallen, immer aber *hauptsächlich* als das letzte magmatische Erstarrungsprodukt auftretend. Seine Körner bilden deshalb häufig die Ausfüllungsmasse zwischen früher auskrystallisierten Körnern von Pyroxen, Titanit Nephelin etc., wie z. B. in der beigefügten Figur eines sehr frischen Ijolithes vom südlichen Teil des Melteiggebietes.

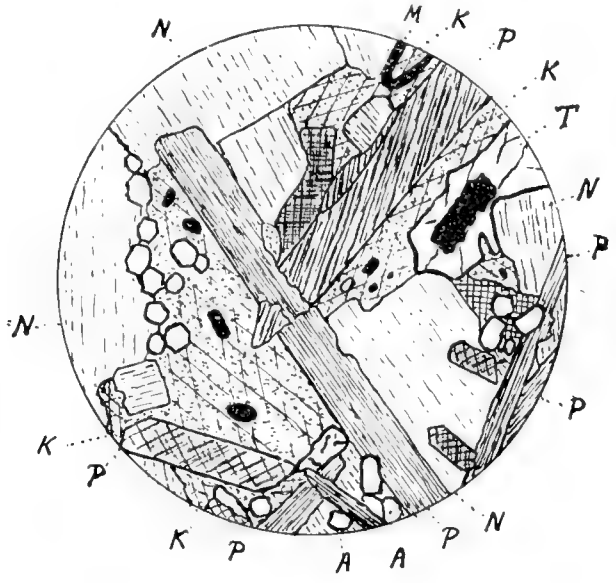


Fig. 8. Ijolith; Melteig. Vergrößerung $^{25}/_{1}$.

(In der Figur bedeutet P Pyroxen, — Querschnitte sind mit senkrecht gekreuzter Streifung bezeichnet, — T Titanit, N Nephelin, A Apatit, in zahlreichen Nadeln, M (schwarz) Mikrolith, K Kalkspat; Cancrinit kommt in diesem Gestein nicht vor.)

In der Regel tritt der Kalkspat aber mitten im Gemenge der Nephelinkörner auf, als isomere Körner mit bogenförmigen Umrissen und mit den älteren Pyroxenprismen in seine Masse hineinsteckend. Die bogenförmige Umrandung scheint dadurch entstanden, daß das karbonatreiche Restmagma, woraus der Kalkspat auskrystallisierte, sich in die Nephelinkörner hineingefressen hat. *An der Grenze gegen die Nephelinkörner* (*nicht* dagegen gegen den Pyroxen, den Titanit u. s. w.) sind die Kalkspatkörner *durchgehends von einem schmäleren oder breiteren Saum* (»reaction rim«) *von*

Cancrinit *umgeben, fast immer als dünne Strahlen senkrecht auf die Umrandung orientiert.*

Mit dem Cancrinit gemischt tritt häufig auch Muscovit reichlich in feinen Schuppen auf, ebenfalls senkrecht zur Grenzfläche angeordnet. Diese Ausbildung des Cancrinits als Reaktionssaum zwischen Nephelin und Kalkspat, welche in den Ijolith-Melteigit-Gesteinen des Melteiggebietes äußerst allgemein ist und in nahezu jedem Dünnschliff dieser Gesteine studiert werden kann, ist in recht verschiedener Ausdehnung ausgebildet, bald als ganz dünne Randzone (z. B. in der Figur des Biotitijoliths, ebenso in den Figuren 1 und 2 an der Tafel mit Figuren nach Photographien von Dünnschliffen von Ijolithen und Melteigiten hinten im Buche), bald als ziemlich breiter Randsaum (z. B. in den Figuren 3 und 4 derselben Tafel). Genau dasselbe Auftreten des Cancrinits als »reaction rims« zwischen Kalkspat und Nephelin ist beschrieben von Adams und Barlow aus dem *Monmouthit* von Monmouth township, Kanada. Es heißt hier von den Cancrinitkörnern, daß sie »usually follow the course of minute cracks or cleavage lines, but also are frequently seen to follow the boundaries of individual grains of nepheline on their contact with grains of other minerals. Thus, between crossed nicols they appear as a brilliant edging about — — — — calcite inclusions in the nepheline, the small prismatic individuals of cancrinite being arranged with their longer axes at right angles to the contact« (l. c. S. 275). — —

Gemischt mit dem strahligen Cancrinit der Reaktionssäume tritt derselbe öfters auch in größeren Körnern auf und häufig sieht man, daß von der Grenzfläche zwischen Kalkspat und Nephelin größere Partien von körnigem Cancrinit sich in den Nephelin einbuchten, ausnahmsweise auch mit Krystallecken.

Die genannten Beobachtungen über das Auftreten von Cancrinit und Kalkspat in den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe des Melteiggebietes bestätigen vollkommen die entsprechenden Beobachtungen Högboms aus den Gesteinen des Alnögebietes. Es ist unzweifelhaft, daß auch im Melteiggebiete aus dem karbonatreichen Restmagma zum Teil auf Kosten des Nephelins, zum Teil als selbständige Bildung zuerst Cancrinit auskrystallisierte, und schließlich zuletzt Kalkspat abgesetzt wurde. Beide Mineralien sind schon im letzten Teil der magmatischen Phase als unzweifelhaft primäre Mineralien gebildet; die Kalkspatbildung kann hier am nächsten mit der Quarzbildung in granitischen Gesteinen verglichen werden.

Die Struktur

der typischen Tiefengesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Serie des Fengebietes ist immer ausgesprochen *richtungslos körnig*; sie zeigen niemals weder Druckstrukturen noch ausgesprochene fluidale Strukturen.

Die meisten Typen dieser Gesteine sind mittelkörnig, was namentlich den melanokraten Gliedern gilt; grobkörnige Typen finden sich fast nur unter den sehr leukokraten Ijolithen, und namentlich bei den Urtiten. Großkörnige Typen finden sich nur bei pegmatitischen Ganggesteinen.

Sämtliche Gesteinstypen dieser Serie sind hervortretend hypidiomorph körnig. Bei den melanokraten Melteigiten und Ijolith-Melteigiten macht sich immer der Pyroxen durch seine Neigung zu vertikalprismatischer Ausbildung als ein charakteristisch hypidiomorphes Strukturelement geltend; der Nephelin nimmt in der Regel, doch nicht immer ohne eigene Form in diesen Gesteinen die Zwischenräume zwischen den mehr oder weniger divergentstrahligen Pyroxenprismen ein. Der Apatit, der Titanit und die Erzmineralien sind dann in der Regel auch meistens innerhalb des Gewirres der zusammengehäuften Pyroxenprismen angehäuft. In den leukokraten Ijolithen und in den Urtiten zeigt umgekehrt der Nephelin vorherrschend eine hypidiomorphe Krystallisation, in dicken Tafeln, oder mittelhohen Prismen mit dem Prisma und der Basis als allein auftretenden Formen, bisweilen recht hübsch regelmäßig, in der Regel doch nur angenähert idiomorph ausgebildet. Der Pyroxen kann auch in diesen Gesteinen noch die charakteristische langprismatische Form zeigen, ist hier aber öfters nur in unregelmäßigen länglichen, zufällig begrenzten Körnern zwischen den Nephelinkörnern eingeklemmt, oder im Nephelin eingeschlossen.

Druscnräume sind in den Ijolith-Melteigitgesteinen äußerst selten; ein solches wurde beobachtet an dem Tinguait-Vorkommen in grobkörnigem Ijolith, etwa 4—5 Centimeter in Diameter, mit hübschen höchstens $^1/_2$ Cm. großen Nephelinkrystallen (Prisma und Basis) ausgekleidet und schließlich mit Kalkspat gefüllt.

Andere Strukturverhältnisse sind oben unter der Beschreibung der einzelnen Mineralien erwähnt und brauchen hier nicht wiederholt zu werden. Übrigens wird auf die obenstehenden Figuren, sowie auf die begleitenden Tafeln hinten im Buche hingewiesen.

Die Altersfolge der Gesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Reihe im Fengebiete

ist nicht leicht festzustellen, da hinreichend entblößte Aufschlüsse nur spärlich sind, so daß meistens nur Beobachtungen an den losen Blöcken Erläuterungen über die gegenseitigen Verhältnisse der einzelnen Typen geben können.

Es fragt sich erstens ob die verschiedenen Glieder der Serie alle aus einem gleichzeitig aufgepreßten Magma erstarrt sind, und somit nur an

Ort und Stelle ausdifferenzierte Spaltmagmen oder vielleicht Schlieren *einer einzigen gemeinsamen Eruption* repräsentieren, oder ob sie auf verschiedene nach einander folgende Eruptionen zu beziehen sind. Die Frage läßt sich gegenwärtig nicht sicher entscheiden.

Sicher ist es, daß die sehr melanokraten Glieder der Serie, die Melteigit-Jacupirangite, die Melteigite und die Ijolith-Melteigite im nördlichen Teil des Gebietes vorherrschen und wahrscheinlich einer einzigen Aufpressung entsprechen. In Vergleich mit diesen immer dunklen, schweren, grünlich schwarzen, mittelkörnigen Gesteinen, scheinen die grau und schwarz gesprenkelten, oder mehr einförmig grauen mittelkörnigen bis gröber körnigen Ijolithe, Biotitijolithe und Urtite mehr untergeordnet. Die Figurtafeln hinten im Buche zeigen, wie diese Gesteine mit scharfer Grenze gegen feinkörnigere Melteigite abgegrenzt sind, und es ist unzweifelhaft, daß sie die jüngeren, oder später erstarrten sind. In dem kleinen Aufschluß ca. 280 Meter SSW von den Häusern von Melteig, wo der unten erwähnte Gang von Tinguait anstehend gefunden wurde, war es deutlich zu beobachten, daß ein mittelkörniger bis grobkörniger Ijolith den Melteigit durchsetzt und selbst von dem Tinguitgang durchsetzt wird. Die Grenzverhältnisse zwischen dem Ijolith und dem Melteigit deuten aber eher darauf, daß der Ijolith am nächsten als eine Schliere aufzufassen sei, nicht als eine selbständige Eruption, während der Tinguaitgang ja offenbar eine besondere Füllung einer Spalte in einem schon festen Gestein repräsentiert. An anderen Stellen (so z. B. an dem niedrigen, auf der Karte mit 124 bezeichneten Hügel, ca. 350 Meter NNW von Melteig, wurden kleine Adern von normalem Ijolith in melanokratem Melteigit als deutliche jüngere Gänge nachgewiesen.

Auf der anderen Seite konnte es sicher festgestellt werden, daß der unten näher erwähnte Gang von melanitreichem Mikromelteigit, in einem großen Block von normalem Ijolith als ein durchsetzender, jüngerer Spaltengang (mit feinkörniger Grenzfacies etc.) auftritt; von demselben Ijolith wurden an derselben Stelle 9 große Blöcke vorgefunden, die aus festem Felsen an Ort und Stelle ausminiert waren und somit eine nicht ganz unbedeutende Verbreitung auch des Ijoliths an dieser Stelle angeben, mitten in einem Gebiet wo rings herum der Melteigit vorherrschend ist.

Diese Beobachtungen deuten wohl am nächsten darauf, daß der Melteigit und der Ijolith im wesentlichen gleichzeitig aufgepreßt sind, und daß die Ijolithgesteine bei Melteig wahrscheinlich als mit dem Melteigit gleichzeitige Schlieren aufgefaßt werden müssen.

Dagegen scheinen die recht grobkörnigen oft fast pegmatischen Urtite, die immer nur kleine Massen repräsentieren, als distinkt durchsetzende

jüngere *Nachschübe* eines letzten aus dem schon zum größten Teil auskrystallisierten Magma ausgequetschten leukokraten Magmarestes aufgefaßt werden zu müssen.

Jacupirangite und Melteigit-Jacupirangite.

Aus den meisten bis jetzt entdeckten Vorkommnissen von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Serie sind auch verschiedene *extrem melanokrate* Glieder, reich an Fe-Oxyden, MgO und CaO, in der Regel mit einem hohen Gehalt an TiO_2 und häufig auch an P_2O_5, bei sehr stark zurücktretendem Alkaligehalt, bekannt.

Der SiO_2-Gehalt dieser Gesteine ist durchgehends niedrig bis sehr niedrig, der Al_2O_3-Gehalt wohl kaum so viel als 10 %, obwohl er immer bedeutend höher ist als eine Kombination mit den Alkalien im Verhältnis 1 : 1 es fordern würde. Diese Gesteine führen deshalb nur ganz untergeordnet, oft gar nicht, Feldspatmineralien oder Feldspatoide, die herrschenden Mineralien derselben sind *Pyroxene*, und zwar Al_2O_3-haltende *Titanpyroxene* (sparsamer auch, aber nicht immer braune *barkevikitische Hornblenden*), *Biotit* und *Eisenerze*, akzessorisch oft mit reichlichem *Titanit* oder anderen Titanmineralien (*Perowskit* etc.) und *Apatit*. Lokal können sie durch eisenreiche Zwischenglieder in *Eisenerze* übergehen.

O. A. Derby führte für derartige Gesteine die Bezeichnung »*Jacupirangit*« ein[1]. »The rocks included under this title are allied to the nepheline-bearing series and present the various types of pure magnetite, magnetite with accessory pyroxene, pyroxene with accessory magnetite, and pyroxene and nepheline with biotite and olivine as accessory or (in the case of the former at least) essential elements. All these types are most intimately associated as parts of the same mass and the gradual passage from one to the other has been most satisfactorely proven. The most constant and characteristic element is a violet titaniferous pyroxene«.

Aus dem Kuusamo-Vorkommen von Gesteinen der Ijolith-Reihe sind derartige Endglieder der Serie nicht beschrieben. Dagegen erwähnt Högbom eine Reihe derartiger durch alle Übergänge mit den melanokraten Ijolith-Gesteinen verbundenen, als Schlieren und Ausscheidungen auftretenden basischen Gesteinstypen aus dem Alnögebiet (l. c. S. 149 ff.). Sie sind durch das Vorherrschen eines »u. d. M. vorwiegend grauvioletten *Pyroxens* gekennzeichnet«; daneben kommt häufig, doch nicht immer *Biotit* vor; *Apatit*, *Titanomagnetit* und *Kalkspat* sind in der Regel reichlich. In den am meisten melanokraten Gliedern ist auch *Olivin* zusammen mit Apatit

[1] L. c. S. 314 (1891).

und Erzen vorherrschend. Das Endglied dieser Reihe besteht aus mehr oder weniger reichen *Eisenerzen*. HÖGBOM gibt für fünf von diesen Typen No. IV bis VIII) in einer Farbentafel folgende Zusammensetzungen an:

	IV	V	VI	VII	VIII
Kalkspat	2.0	3.5	1.0	1.5	4.5
Nephelin	4.0	—	—	—	—
Grüne Pyroxene . .	5.5	—	—	—	—
Grauvioletter Pyroxen	73.0	60.5	5.0	—	—
Biotit	—	—	—	5.0	5.5
Olivin	—	—	—	28.5	67.0
Titanomagnetit . . .	9.0	10.5	50.0	25.0	20.0
Kiese	—	—	2.0	—	3.0
Apatit	6.5	25.5	42.0	40.0	—
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Das erste dieser Gesteine (No. IV) ist ein *typischer Jacupirangit* (nach der Definition WASHINGTONS; siehe unten), das zweite (No. V) könnte wohl als ein *Apatit-Jacupirangit* bezeichnet werden. HÖGBOM hat diese Gesteine auch schon mit den Jacupirangiten DERBY's zusammengestellt (l. c. S. 154).

Jacupirangite wurden auch erwähnt aus dem Nephelinsyenitgebiet von Haliburton und Bancroft, Kanada, als Endglieder einer Serie von Nephelingesteinen (darunter Urtit-ähnlichen Gesteinen); siehe FRANK A. ADAMS und ALFRED E. BARLOW, l. c. S. 229.

Derartige typische Jacupirangite haben ferner zuerst FR. WILLIAMS, dann H. WASHINGTON aus Magnet Cove, Arkansas beschrieben; er schlägt vor (l. c. S 621) die Bezeichnung Jacupirangit zu beschränken auf: »rocks composed predominantly of pyroxene with small and varying amounts of magnetite and nepheline«. Der Pyroxen ist in den Magnet Cove-Jacupirangiten, wie in den brasilianischen, ein *Titanpyroxen*. Auch bei Magnet Cove finden sich ähnliche sehr Erz-reiche Endglieder (»Magnetite-rock« etc.), wie bei Jacupiranga und auf Alnö.

Ähnliche Gesteine finden sich, wie oben erwähnt, auch in dem *Mineral Hill-Gebiet* sowie auch in dem *Ice River-Gebiet* und endlich auch in dem Ijolith-Melteigit-Gebiet von *Uncompahgre quadrangle*, Colorado. In CLARKE's (l. c. S. 134—135) und WASHINGTONS (l. c. S. 721) Analysen-Tabellen finden sich Analysen von *Jacupirangit* (sog. »*Pyroxenit*«) bestehend aus »Diopsid« mit etwas Biotit, Apatit, Perowskit und Magnetit aus der Nachbarschaft von Cebolla Creek, und von sogenanntem »*Titanit-Pyroxenit*« aus Iron Hill Area, Uncompahgre quadrangle, also am nächsten als einen *Titanit-Jacupirangit* zu bezeichnen. Ferner werden erwähnt: ein *Perowskit-Magnetit-*

Gestein, ein sog. »*Melilite-rock*« (bestehend aus riesigen Melilith-Krystallen mit eingeschlossenen Körnern von Diopsid, ferner mit Biotit, Magnetit, Perowskit und etwas Kalkspat) etc.

Chemisch, wie auch was die Mineralienzusammensetzung betrifft, nahe verwandte, sehr melanokrate, namentlich an Pyroxen reiche »Pyroxenite«, wie die Jacupirangite, finden sich wie bekannt auch in der melanokraten Gesteinsgefolgschaft der *Essexite* und anderer Gattungen der sogenannten »Alkaligesteine«. So sind z. B. verschiedene »*Yamaskite*« aus der Paragenesis der Essexite von Yamask Mountain, Monteregian Hills, Kanada schon von G. A. Young mit den Jacupirangiten von Magnet Cove und Jacupiranga zusammengestellt[1]. Mit ähnlichen von mir zuerst beschriebenen »Pyroxeniten« von Brandberget, Gran, Norwegen wurden dieselben von Washington verglichen (l. c. S. 620). Diese Gesteine sind doch in mehreren Beziehungen zum Teil etwas verschieden von den typischen Jacupirangiten (gewöhnlich reicher an MgO, etwas ärmer an CaO etc.).

Von dem merkwürdigen Vorkommen des *Borolanites* in Assynt erwähnten schon J. Horne und J. J. H. Teall in 1892[2] als ein »extreme of variation« desselben ein Gestein »from the burn near Ledmore«, bestehend aus Pyroxen, Melanit, Biotit, Apatit und Pyrit. Dies Gestein wurde genauer beschrieben von J. Shand unter dem Namen *Pyroxenit*[3], später wurde dasselbe wieder von Teall[4] als *Melanit-Pyroxenit* bezeichnet, und charakterisiert als »a coarse-grained dark rock, mainly composed of green pyroxene, biotite, melanite, black iron ores, and pyrite«. Das sp. Gew. wurde zu 3.45 bis 3.56 angegeben, und das Gestein näher charakterisiert als »the most basic phase of the borolanite magma known«. In 1910 gab J. Shand neue Erläuterungen über dies Gestein, sowohl über das Vorkommen, als über seine Zusammensetzung[5]. Er teilt hier mit, daß das bei Bad na h'Achlaise $1\frac{1}{2}$ eng. Meile SSW von Ledmore Lodge auftretende Gestein wahrscheinlich kein Gang ist, sondern eher »a small and nearly equidimensional knob«.

Die Zusammensetzung wurde (nach der Rosiwal'schen Methode) berechnet zu 54.4 % Ägirinaugit, 18.7 % Melanit, 14.7 % Biotit, 8 % Eisen-

[1] G. A. Young. The Geol. & Petr. of Mt. Yamaska. Geol. Surv. of Can. Ann. Rep. (1904) H. S. 33.

[2] J. Horne & J. J. H Teall. „On Borolanite". Transact. of the Roy. Soc. of Edinburgh, Vol. XXXVII. (I) No. 11, S. 176.

[3] J. Shand. Über Borolanit. Inaug. Diss. Münster 1906 (Sep. aus Neu. Jahrb. f. Min. B.B. XXII, S. 450).

[4] Mem. of the Geol. Surv. of Gr. Brit. 1907, S. 447.

[5] J. Shand. On borolanite and its associates in Assynt. Transact. of the Edinburgh Geol. Soc. Vol. IX, 1910, S. 394.

erze und 4 2 % Apatit. Gleichzeitig wurden von A. GEMMEL (ibid. S. 417) zwei Analysen des Gesteins publiziert; dieselben wurden angeblich auf einem kleinen Material ausgeführt und waren deshalb kaum sehr genau. Die Berechnung derselben auf die oben angeführte Mineralien-Zusammensetzung zeigt, daß die oben nach der Rosiwal'schen Methode berechneten Zahlen nicht zutreffend sein können, und daß der Pyroxen jedenfalls reicher an Al_2O_3 als ein gewöhnlicher Ägirinaugit sein muß. Außer den oben angeführten Mineralien wurde übrigens (in der Abhandlung von 1906) von SHAND früher auch erwähnt, daß in den Zwischenräumen zwischen den größeren Pyroxenkrystallen trübe Aggregate auftreten, in welchen *Muscovit*schuppen und *Epidot* eine Rolle spielen; sie wurden als vielleicht Feldspatreste darstellend aufgefaßt. Nach meinen Erfahrungen vom Studium ähnlicher Gesteine im Fengebiet dürften sie wohl eher als Reste von umgewandeltem *Nephelin* gedeutet werden können. SHAND macht mit Recht auf den nach den Analysen GEMMELS ganz ungewöhnlichen hohen CaO-Gehalt dieses Gesteins aufmerksam und schlägt deshalb für dasselbe einen besonderen Namen *Cromaltit* vor. Ein Vergleich mit den Analysen verschiedener Jacupirangite zeigt, daß das Gestein am nächsten mit diesen zusammengestellt werden muß und somit als ein *Melanit-Jacupirangit* aufgefaßt werden kann.

Wie aus der obenstehenden Übersicht hervorgeht, findet sich fast an allen Vorkommen von Gesteinen der Ijolith-Reihe, so namentlich bei *Jacupiranga*, im *Alnö*gebiet, im *Magnet Cove*-Gebiet, im *Ice River*-Gebiet und wahrscheinlich auch im Uncompahgre quadrangle etc. eine vollständige Übergangsreihe von melanokraten, noch Nephelin führenden Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe zu Gesteinen des bunten Komplexes der Jacupirangite und der damit verbundenen Differentiationstypen, die durch starke Anreicherung der sonst in geringer Menge auftretenden akzessorischen Mineralien (z. B. Titanit, Perowskit, Titangranate, Apatit, Melilith etc.) charakterisiert sind.

Eine derartige vollständige Übergangsreihe ist im Fengebiet nicht mit voller Sicherheit nachgewiesen, und selbst Gesteine, die als *typische* Jacupirangite bezeichnet werden können, sind im Fengebiet wahrscheinlich ziemlich sparsam und bis jetzt nur als lose Blöcke vorgefunden. Dünnschliffe derselben zeigen einen *sehr* geringen Gehalt von Pseudomorphosen aus Muscovit und Chlorit nach *Nephelin*, mit reichlich Apatit, Titanit, Eisenerz und Eisenkies, etc.; das Hauptmineral ist Pyroxen, und zwar nicht der gewöhnliche grüne Pyroxen der Melteigite, sondern jedenfalls zum Teil ein Pyroxen mit gelber Absorbtionsfarbe in Querschnitten und auch bisweilen mit der violettgrauen Farbe der Titanpyroxene. Es ist

möglich, daß derartige Gesteine, welche als echte Jacupirangite angesehen werden müssen, in dem Gebiet stark umgewandelter sehr melanokrater Gesteine in der Umgebung von Hätvet eine etwas größere Verbreitung gehabt haben. Chemische Analysen dieser Gesteine schienen weniger nützlich, da die durchgreifende Umwandlung derselben eine zutreffende Vorstellung über ihre genaue ursprüngliche Zusammensetzung ausschließen mußte.

Nahe verwandte Gesteine sind aber die oben als *Melteigit-Jacupirangite* erwähnten sehr melanokraten Endglieder der Melteigitreihe, deren zwei Analysen in der Tabelle S. 18 angeführt sind. Der Gehalt an Nephelin (und Derivate desselben) ist ca. 12 bis 15 %, der Gehalt an Pyroxen (und Biotit) etwa 71 bis 73 %, an Titanit ca. 3 bis 5½ %, an Apatit ca. 5 bis 6 %. *Sie unterscheiden sich aber doch von den typischen Jacupirangiten nach der obigen Definition dadurch, daß ihr Pyroxen ein grüner, Al_2O_3-armer Pyroxen, nicht ein Al_2O_3-reicherer Titanpyroxen ist.* Auch ist der Gesamtgehalt an Fe-Oxyde und MgO nur ca. 16 bis 18 %, bei den typischen Jacupirangiten dagegen ca. 27 bis 31 %, also viel höher. — Diese Melteigit-Jacupirangite sind im Gebiet SSW von Melteig ziemlich allgemein verbreitet. Die beiden analysierten Proben derselben führten noch (siehe Tabelle S. 52a) etwa 15 bis 12 % von *Nephelin* und Derivaten desselben, ebenso ziemlich viel *Titanit* und *Apatit*, dagegen wenig oder keinen *Melanit*. Andere, nicht analysierte Proben von Melteigit-Jacupirangiten zeigten in diesen Beziehungen wesentlich verschiedene Mengenverhältnisse. In einem losen Block aus dem Gebiet SSW von Melteig schätzte ich nach den Dünnschliffen die Zusammensetzung auf: ca. 65 % grünen *Ägirindiopsid*, ca. 5 % Muscovitpseudomorphosen nach *Nephelin*, etwa 5 % *Titanit*, ca. 1 % *Apatit* und *Kies*, und wenigstens 24 % *Melanit* und *Iivaarit oder Schorlamit*, der letztere im Dünnschliff als fast undurchsichtige oder völlig undurchsichtige Kerne im gewöhnlichen Melanit.

Vibetoite.

Obwohl nach der obenstehenden Darstellung *typische* Jacupirangite im Fengebiet jedenfalls selten sind, wenn sie auch nicht gänzlich fehlen, findet sich hier ein besonderer sehr melanokrater Gesteinstypus, welcher einerseits zu den *Jacupirangiten*, auf der anderen Seite zu den norwegischen und kanadischen *Yamaskiten* nahe Beziehungen zeigt, nämlich das eigentümliche zum Teil sehr grobkörnige Gestein, das nahe dem mittleren Teil der Südgrenze des Fengebietes namentlich in *Nigarskåsa* auftritt. In seiner chemischen Zusammensetzung unterscheidet sich dies Gestein von beiden durch den durchgehends hohen Gehalt von CO_2, als Bestandteil von primärem

Karbonat, wesentlich *Kalkspat*. Ich bezeichne dies Gestein nach dem Fundort, wo er zuerst entdeckt ist, als *Vibetoit*.

Der Vibetoit ist ein mittelkörniges, grobkörniges bis extrem großkörniges, schwarzes Gestein bestehend aus einem innig verwachsenen Gemenge von in der Regel vorherrschender braungrüner bis *brauner Hornblende*, mit in Dünnschliffen u. d. M. gelbem bis violettgrauem *Pyroxen*, und etwas sparsamer und mehr unregelmäßig verteiltem, tiefschwarzem, u. d. M. braunem *Biotit*. Neben diesen Hauptmineralien kommt *Apatit* immer reichlich, bisweilen sehr reichlich vor, teils als ganz unregelmäßig begrenzte Körner, meistens aber als dünne, und dickere lange hexagonale Prismen, welche die übrigen Mineralien in allen Richtungen durchsetzen. *Titanit* ist nur selten und dann ganz sparsam, *Titaneisenerz* oder *Titanomagnetit* und *Eisenkies* wohl immer und bisweilen sehr reichlich vorhanden. Von leukokraten Mineralien ist erstens *Nephelin* recht oft, immer aber in ganz geringer Menge, in den gewöhnlichen Pseudomorphosen zu Muscovit (mit ein wenig Chlorit) nachgewiesen, ebenso Spuren von *Albit* sehr sparsam und sehr selten. Zwischen den gefärbten Mineralien leuchtet sonst nur der *Kalkspat* mit seiner weißen Farbe auf; er ist in den Vibetoiten ganz besonders deutlich als ein vollkommen primäres Mineral aufzufassen; es ist deshalb auch ganz berechtigt die nach der Analyse vorhandene $C\Theta_2$ als Ersatz für SiO_2 aufzufassen.

Sämtliche Mineralien des Vibetoits außer dem Nephelin sind in der Regel vollkommen frisch und unzersetzt.

Um die Durchschnittszusammensetzung des Gesteins zu bestimmen wurden aus vier größeren Blöcken das Material für eine Generalprobe in gewöhnlicher Weise verfertigt; die durch die Analyse dieser Probe erhaltene Zusammensetzung ist in der beigefügten Tabelle neben den Analysen verschiedener typischen Jacupirangite [1] angeführt. Wenn man in der für den Vibetoit durch die Analyse gefundenen Zusammensetzung die für CO_2 gefundene Zahl durch eine äquivalente Menge von SiO_2 ersetzt, und ferner nur die bei einer Temperatur + 105° C. gefundene Menge von H_2O mitrechnet, und dann die so erhaltenen Zahlen auf 100 berechnet, erhält man die rechts in der Tabelle under *Vib. a* angegebene Zusammensetzung, welche die recht nahe chemische Verwandtschaft mit den Jacupirangiten besser veranschaulicht. Der Vibetoit könnte somit — wenn man von dem Vorherrschen der *Hornblende* anstatt des Pyroxens etc. absieht — so zu sagen als ein *Calcit-Jacupirangit* aufgefaßt werden.

[1] Die für den Jacupirangit von Alnö angeführten Zahlen sind durch meine Berechnung der von Högbom in seiner Farbentafel angeführten Mineralienzusammensetzung entstanden, und sind deshalb selbstverständlich nur annähernd richtig (W. C. Br.).

	Jacupirangit	*Jacupirangit*	*Jacupirangit*	*Jacupirangit*	*Cromaltit*	*Vibetoit*	*Vibetoit*	*Vibetoit*	*Yamaskit*	*Yamaskit-Essexit*
	Jacupiranga Brasilien	Magnet Cove Arkansas	Alnö Schweden	E. of Cebolla Creek Colorado	Bad na h'Achlaise Schottland	Fengebiet Norwegen	Vib. a (umgerechnete Analyse) (siehe S. 76)	Vib. b (umgerechnete Analyse) (siehe S. 78)	Hornblende Jacupirangit Mount Yamask	Brandberget Norwegen
	Washington l. c.	Washington l. c.	(W.C.Brøgger ber. nach Högbom)	G. Steiger (E. S. Larsen l. c.)	Mittel von A. Gemmels 2 Analysen	H. Rødland (W. C. Br.)			G. A. Young l. c.	L. Schmelck (W. C. Br.)
SiO_2	38.38	38.39	ca. 38.65	40.25	35.42	30.15	38.09	35.38	39.97	43.65
TiO_2	4.32	4.54	» 2.34	4.76	4.26	3.47	3.41	4.08	4.05	4.00
ZrO_2	—	—	—	—	—	0.18	0.18	0.21	—	—
Al_2O_3	6.15	7.05	» 5.79	2.74	7.46	9.10	8.93	10.68	8.68	11.48
Fe_2O_3	11.70	9.07	» 10.03	10.83	10.96	6.07	5.95	7.12	8.63	6.32
FeO	8.14	6.17	» 5.61	7.38	7.16	6.81	6.69	7.99	7.99	8.00
MnO	0.16	0.32	» 0.12	0.16	—	0.20	0.20	0.24	0.19	—
MgO	11.47	11.58	» 0.55	12.04	7.42	8.67	8.51	10.18	10.32	7.92
CaO	18.60	19.01	» 21.84	20.21	22.38	20.71	20.33	14.89	15.18	14.00
BaO	—	—	—	0.03	—	0.13	0.13	0.15	—	—
Na_2O	0.78	0.74	» 1.45	0.42	2.24	1.66	1.63	1.95	1.19	2.28
K_2O	0.13	0.75	» 0.63	0.00	1.16	1.28	1.25	1.50	0.74	1.51
H_2O	— (0.18)	(0.14)	» 0.23	(0.46)	nicht best.	(0.17)	—	—	—	—
	0.54	0.33		0.46		0.48	0.47	0.57	0.57	1.00
P_2O_5	0.17	0.82	» 2.88	0.45	2.29	3.51	3.44	4.12	0.10	nicht best.
CO_2	—	0.32	» 0.88	0.07	—	6.30	—	—	1.15	—
Cl	—	—	—	—	—	0.02	0.02	0.02	—	—
F	—	—	—	—	—	0.30	0.30	0.35	—	—
S	—	0.42	—	0.02	nicht best.	0.48	0.47	0.57	FeS_2 1.01	—
Div.	—	X. 0.24	—	V_2O_3 0.04	—	—	—	—	—	—
	100.72	99.89	100.00	100.32	100.75	99.69	100.00	100.00	99.77	100.16
Sp. G.					ca. 3.50	3.26				

Indessen könnte man unseren Vibetoit aus einer anderen Voraussetzung ausgehend auch mit den typischen *Yamaskiten* aus Mount Yamask bei Quebec vergleichen, nämlich aus der Auffassung, daß das Vibetoitmagma *durch Mischung eines Yamaskitmagmas* (Differentiationsprodukt eines Essexitmagmas) *mit einem Calcitmagma* (siehe hierüber weiter unten), das heißt mit einer Menge von $CaCO_3$, entsprechend dem Calcitgehalte des Vibetoits, entstanden sei. Durch Subtraktion des berechneten Karbonatgehaltes (14.31 % $CaCO_2$) samt 0.17 % — H_2O, und Berechnung der restierenden 85.21 % der Analyse auf 100 % sollte man dann annäherungsweise die Zusammensetzung eines Yamaskites erhalten. *Dies ist auch tatsächlich der Fall*, wie aus dem Vergleich des unter Vib. b in der beigefügten Tabelle aufgeführten Resultates einer derartigen Berechnung mit der Analyse G. A. Young's von dem typischen Hornblende-Pyroxen-Yamaskit aus Mount Yamask hervorgeht[1].

G. A. Young unterscheidet zwei Varietäten seines Yamaskites: »At one extreme the rock is black and composed almost entirely of large and small irregular individuals of pyroxene and hornblende with much ilmenite and scarcely any feldspar. This variety is usually very coarse, the large pyroxenes frequently mesuring half an inch and more«; u. d. M. sieht man folgende Mineralienzusammensetzung: Pyroxen, Hornblende, Biotit, Plagioklas, Eisenerz und Eisenkies, Apatit, Titanit und selten Pleonast. Der Pyroxen ist ein Titanpyroxen, die Hornblende braune basaltische Hornblende. Die in der Tabelle angeführte Analyse entspricht dieser Varietät. (Die zweite Varietät ist reicher an Plagioklas und geht dadurch über in Essexit). Young berechnete die Zusammensetzung (nach Rosival's Methode, welche namentlich für ein so grobkörniges Gestein ziemlich wertlos ist) zu den in der untenstehenden Tabelle angeführten Zahlen, neben welchen die auf 100 % berechnete Zusammensetzung des Vibetoits (*nach Abzug des Kalkspats*) zum Vergleich angeführt ist:

	Yamaskit		*Vibetoit* (ohne Kalkspat)	
Pyroxen	57.0	86 %	74.93	86.35
Hornblende	29.0			
Biotit	—		11.42	
Plagioklas	2.0		—	
Eisenerz und Kies etc.	8.3		3.87	
Apatit	0.2		9.78	
Sec. Min.	3.5		—	

[1] G. A. Young. L. c. S. 33.

	SiO_2	TiO_2[1]	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO[2]	MgO	CaO[3]	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	CO_2	F & Cl	S	
Pyroxen und Hornblende .	26.42	1.55	7.33	4.67	5.75	7.16	8.58	1.56	0.38	0.28	—	—	—	—	63.68
Biotit	3.73	0.39	1.77	0.80	0.58	1.24	—	0.10	0.90	0.20	—	—	—	—	9.71
Apatit	—	—	—	—	—	—	4.61	—	—	—	3.51	—	0.32	—	8.44
Titaneisenerz	—	0.75	—	—	0.68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.43
Leukoxen	—	0.90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.96
Eisenkies	—	—	—	0.60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.48	1.08
Kalkspat	—	—	—		—	0.27	7.65	—	—	—	—	6.30	—	—	14.22
O für S und F	—	—	—	0.18	—	—	—	—	—	—	—	—	0.13	—	0.31
	30.15	3.65	9.10	6.25	7.01	8.67	20.84	1.66	1.28	0.48	3.51	6.30	0.45	0.48	99.83

[1] Einbegriffen 0.18 ZrO_2.
[2] —»— 0.20 MnO.
[3] —»— 0.13 BaO.

Zusammen somit

Pyroxen und Hornblende	ca. 63.68	73.39
Biotit	„ 9.71	
Apatit	„ 8.44	11.91
Titaneisenerz 1.43, Leukoxen 0.96, Eisenkies 1.08	„ 3.47	
Kalkspat		14.22
Nephelin		Spur.

Wie dieser Vergleich zeigt ist die Analogie des Vibetoits abgesehen von dem primären $CaCO_2$-Gehalt somit sowohl in chemischer Beziehung als was die Mineralienzusammensetzung betrifft eine ziemlich nahe, und es scheint deshalb auch berechtigt den Vibetoit gewissermaßen als einen *Calcit-Yamaskit* aufzufassen. Es muß in dieser Verbindung hervorgehoben werden, daß Gesteine, die mit den kanadischen Yamaskiten nahe übereinstimmend sind, auch als Facies der Essexitgesteinsreihe des Kristianiagebietes sehr verbreitet sind. Als Beispiel ist eine früher von mir publizierte Analyse (von L. Schmelck) eines Yamaskit-Essexits aus Brandberget, Gran, Norwegen beigefügt.

Die chemische Analyse des Vibetoits läßt sich infolge des gleichzeitigen Auftretens von Pyroxen, Hornblende und Biotit in wechselnden Mengen als Hauptmineralien selbstverständlich nicht zuverlässig berechnen; auf Grundlage der Beobachtungen über die Mineralienzusammensetzung u. d. M. in einer bedeutenden Anzahl Dünnschliffe habe ich doch die obenstehende Berechnung versucht (siehe S. 79).

Die auf 100 % berechneten Zusammensetzungen der Hornblende und des Pyroxens, samt des Biotites wären die folgenden:

	Mittel von Hornblende und Pyroxen	*Biotit*
SiO_2	41.49	38.43
TiO_2 (u. ZrO_2) .	2.43	4.02
Al_2O_3	11.51	18.23
Fe_2O_3	7.33	8.24
FeO (u. MnO) .	9.03	5.97
MgO	11.25	12.76
CaO (u. BaO) .	13.48	—
Na_2O	2.45	1.03
K_2O	0.59	9.27
H_2O	0.44	2.05
	100.00	100 00

Da die Zusammensetzung der Al_2O_3-freien Mineralien sowie ihre Menge genau berechnet oder ziemlich nahe geschätzt werden können, und da die Menge des Biotits sicher nicht 10 % übersteigt, ergibt sich daraus das sichere Resultat, daß die mittlere Zusammensetzung des Pyroxens und der Hornblende *einen bedeutenden Gehalt an Al_2O_3 besitzen muß.* Das berechnete *Mittel* dieser beiden Mineralien muß was den Al_2O_3-Gehalt betrifft deshalb angenähert richtig sein, während die berechnete Verteilung desselben auf diese Mineralien für sich selbstverständlich ganz unsicher sein müßte; beide müssen doch reich an Al_2O_3 sein. Wahrscheinlich ist der Al_2O_3-Gehalt beider *ziemlich nahe gleich;* dafür spricht die Beobachtung ihres

gegenseitigen Verhältnisses u. d. M., indem der Pyroxen zuerst auskrystallisiert ist (er ist öfters als gerundete, resorbierte Körner in der Hornblende eingeschlossen und mit derselben durchwachsen) und die Hornblende wahrscheinlich zum großen Teil auf Kosten des Pyroxens durch magmatische Resorbtion gebildet ist. Was übrigens die berechnete Zusammensetzung des Pyroxens und der Hornblende betrifft, ist es ferner einleuchtend, daß der durchschnittliche CaO-Gehalt dieser beiden Mineralien nicht sehr hoch sein kann. Von dem durch die chemische Analyse gefundenen Gesamtgehalt von CaO im Gestein müssen nämlich wenigstens 12.26 % aus Kalkspat und Apatit herrühren, so daß nur ca. $8^1/_2$ % auf zusammen ca. $63^2/_3$ % Hornblende und Pyroxen kommen können, was im Mittel ca. 13 % entspricht.

Mineralien und Struktur des Vibetoits.

Das zuerst auskrystallisierte Mineral des Vibetoits ist wie in den sicher nahe verwandten Melteigit-Jacupirangiten und echten Jacupirangiten der *Apatit*. Er tritt im Vibetoit in auffallend großer Menge auf, was auch aus dem Resultat der Analyse hervorgeht, indem diese ja die Durchschnittszusammensetzung vier verschiedener großer Blöcke darstellt; der dadurch gefundene Gehalt 8.44 % ist somit ein Durchschnittsgehalt, indem einzelne Stufen einen ganz bedeutend größeren, andere einen gewiß geringeren Gehalt aufweisen. Der Apatit ist, wie oben erwähnt, zum Teil als lange, wenig regelmäßige sechsseitige Prismen ausgebildet, die in allen Richtungen die übrigen Mineralien durchsetzen; sie können ausnahmsweise eine Länge von 3 bis 4 Cm. erreichen, bei einer Dicke von 2 bis 3 Mm., gewöhnlich sind sie aber viel kleiner; in der Figur 1 an der Tafel des Vibetoits hinten im Buche sind die strichförmigen, weißen Prismen sämtlich Apatit (nur 3 reinweiße Flecken sind Kalkspat). In der Figur 2 derselben Tafel sind alle die grauweißen und weißen Striche und Flecken des linken Teils auch Apatit. Zum Teil hat der Apatit sein Wachstum so lange fortgesetzt, daß er auch andere sonst später auskrystallisierte Mineralien einschließt und deshalb auch ganz unregelmäßig zackige Umrisse zeigt. Figur 9, S. 82 stellt einen derartigen Apatitkrystall dar aus einem Dünnschliff eines der analysierten Blöcke, mit einem eingeschlossenen, parallel orientierten Krystall von gelbem Pyroxen (Auslöschung ca. 38°) oben, und von Kalkspat unten; die seitliche Umgrenzung des Apatits zeigt sich meistens sehr unregelmäßig zackig. Sehr häufig bildet der Apatit in den Vibetoiten auch ganz unregelmäßige grobe Körner, die gewöhnlich mehrere zusammengehäuft zwischen und in den übrigen Mineralien eingelagert sind. Er ist fast immer voll von winzigen Flüssigkeitseinschlüssen, oft in erstaunlicher Menge.

Titanit, welcher in den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe kaum je vollständig fehlt und öfters reichlich bis sehr reichlich auftritt, kommt in den Vibetoiten verhältnismäßig ganz selten vor; der TiO_2-Gehalt des Gesteins steckt offenbar teils im Titaneisenerz, teils auch in der (braunen) Hornblende, sowie im Biotit und zum geringeren Teil auch wohl im Pyroxen. Melanit wurde im Vibetoit nicht beobachtet. Das *Titaneisenerz* ist häufig, namentlich in den grobkörnigen Vibetoiten in nicht geringer Menge vorhanden, in gerundeten Körnern, bisweilen auch mit nierenförmigen Umrissen, von Apatit durchsetzt, und in zersetzten Proben häufig zum großen Teil in opak weißgrauen *Leukoxen* umgewandelt. *Eisenkies* ist in einigen Stufen sehr reichlich, in anderen nur in Spuren vorhanden.

Fig. 9. Apatitkrystall aus Vibetoit, mit Einschluß von Pyroxen (oben) u. Kalkspat (unten) Etwa $15/1$.

Die drei Hauptmineralien: der *Pyroxen*, die *Hornblende* und der *Biotit* sind zum bei weitem größten Teil *gleichzeitig* gebildet und deshalb in charakteristischer Weise innig gemischt und durcheinander gewachsen ohne idiomorphe Ausbildung. Der *Pyroxen* scheint in der Regel etwas früher als die Hornblende seine Auskrystallisation angefangen zu haben und bildet deshalb oft Kernkrystalle mit läppig zerfranzten Umrissen von der später ausgeschiedenen Hornblende in orientierter Verwachsung umrandet und durchwachsen, so daß man den Eindruck erhält, daß diese zum Teil auf Kosten des resorbierten Pyroxens gebildet ist. Häufig bildet der Pyroxen dann nur spärliche, innerhalb eines größeren Hornblendeindividuums zerstreute, gemeinsam orientierte kleine Kernreste. Der Pyroxen ist meistens im Dünnschliff gelb gefärbt, mit Auslöschungswinkeln von etwa $37-38^0$ in Schnitten nach $\{010\}$, nur schwach pleochroitisch und mit geringer Achsendispersion; seltener zeigt er die charakteristischen Absorbtionsfarben des Titanpyroxens, schwach violett bis rauchfarbig. Den kräftig tiefgrünen Pyroxen der Melteigite habe ich in den Dünnschliffen von Vibetoit nie beobachtet.

Die *Hornblende* ist teils grünlich braun, teils eine mehr rein braune, *barkevikitische* Hornblende, doch kaum je mit dem sehr kräftigen Pleochroismus der sehr titanreichen Barkevikite. Makroskopisch zeigt die ausgezeichnete Spaltbarkeit nach $\{110\}$ eine tief schwarzbraune Bronzefarbe. Diese Hornblende ist in vielen Proben das in größter Menge auftretende Hauptmineral des Vibetoits, und erreicht auch in den großkörnigen Varietäten bedeutende Dimensionen der einzelnen Individuen, bis zu 8 bis 10 Cm. Fig. 2, an der Figurtafel von Viboitstufen hinten im Buche zeigt in natür-

licher Größe die spiegelnde Spaltfläche (weiß an der rechten Hälfte der Figur) eines einzelnen großen Hornblendeindividuums mit seiner unregelmäßigen Begrenzung. Die oft äußerst unregelmäßig läppigen Hornblendekörner sind fast immer voll von Einschlüssen der früher auskrystallisierten Mineralien, des Apatits, gerundeter Erzkörner, Pyroxenkerne etc., und mit den gleichzeitig sich ausscheidenden Pyroxen- und Biotitkörnern innig durchwachsen.

Die herrschende Hornblende ist entschieden braun gefärbt, $b > c > a$, parallel den beiden ersten mit mehr oder weniger kräftiger brauner, parallel der letzten Richtung mit gelber Farbe; Auslöschung $c : c$ ca. 13 bis 14°. Bisweilen ist doch eine deutlich grünlich braune Farbe herrschend, und *als jüngere Randbildung der Hornblendeindividuen tritt bisweilen in orientierter Anordnung eine dünnstengliche grünlichblaue bis graublaue Alkalihornblende auf,* doch nicht in größerer Menge.

Der *Biotit* zeigt sich wie die Hornblende u. d. M. pleochroitisch mit brauner und gelber Farbe, noch kräftiger tiefbraun als die Hornblende, und ebenso stark läppig und kantenzerfranzt wie diese. Er ist beinahe einachsig, mit ganz kleinem Achsenwinkel (4 bis 6°).

Die herrschende braune Hornblende, der braune Biotit und der hellgelbe Pyroxen, die innig durch einander gewachsen zusammen ungefähr $^3/_4$ des Vibetoits ausmachen, liefern u. d. M. in Dünnschliffen ein total verschiedenes Farbenbild von selbst den am meisten melanokraten Melteigit-Jacupirangiten mit ihrem herrschenden *tief grün* gefärbten Pyroxen. Trotzdem sind sie ganz unzweifelhaft genetisch verwandt. Dies geht teils daraus hervor, daß in der Gegend östlich von Hätvet, in der Richtung gegen das Vibetoitgebiet hin, in dem melanokraten Melteigit zum Teil eben der u. d. M. *gelbe* Pyroxen des Vibetoits teils untergeordnet, teils vorherrschend auftritt und dadurch den Übergang in den Vibetoit einleitet. Noch mehr erhellt dies daraus, daß an der Grenze des Vibetoits sowohl am NW-Ende als am N-Ende und am Südrand des Vibetoitgebietes das Gestein in allen Dünnschliffen einen ganz geringen, kaum je 1 % betragenden Gehalt an *Nephelin* aufweist. Er tritt immer nur in den Zwischenräumen zwischen den älteren Mineralien auf, und hier nur in ganz kleinen, kaum 1 bis 2 Mm. großen Körnern, mit deutlichen Krystallecken gegen den zuletzt auskrystallisierten Kalkspat; er ist auch nie unzersetzt, sondern immer in die ordinären Muscovitpseudomorphosen umgewandelt.

In ähnlicher Anordnung fanden sich in einem Dünnschliff auch ein Paar kleine Körnchen von *Albit,* ebenfalls gegen Kalkspat auskrystallisiert.

Das zuletzt gebildete Mineral des Vibetoits ist der immer in beträchtlicher Menge auftretende *Kalkspat.* Dieses Mineral ist in dem Vibetoit ungewöhnlich überzeugend als ein vollkommen primärer Gesteinsbestandteil

ausgebildet. Er tritt nämlich gar nicht nur als letzte Füllung in den eckigen Räumen zwischen früher auskrystallisierten Mineralien, sondern in vollkommen eutektischer Durchwachsung mit fast allen anderen Bestandteilen des Gesteins auf. Selbst der Apatit und das Eisenerz, welche zuerst auskrystallisierten, haben ihre Bildung zum Teil so lange fortgesetzt, und der Kalkspat ist zum Teil so früh ausgeschieden, daß auch diese Mineralien in ähnlicher Weise eutektisch als teilweise gleichzeitige Bildungen durch einander gewachsen sind. Die folgende Figur zeigt eine derartige

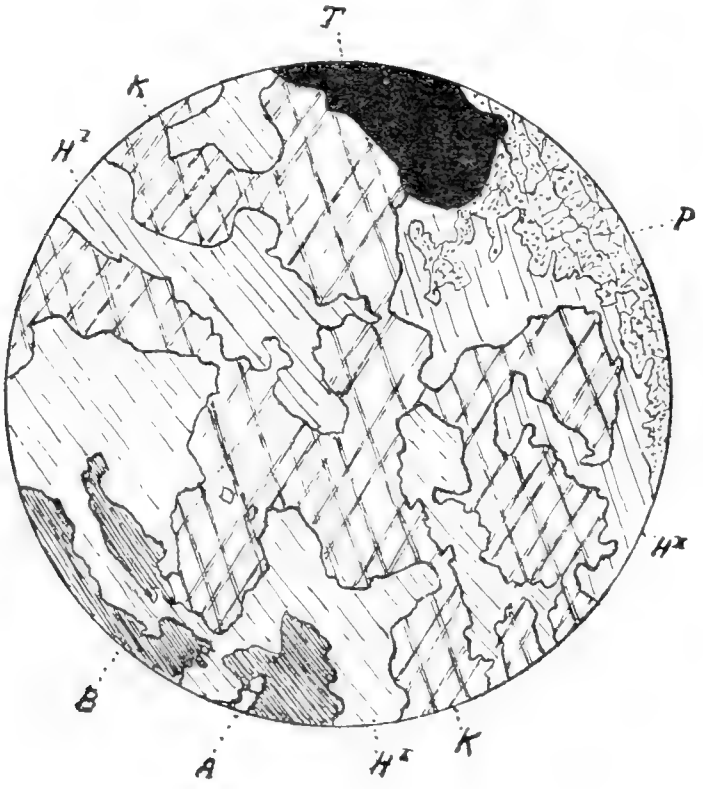


Fig. 10. Eutektische Durchwachsung von Kalkspat mit Hornblende. $^{32}/_{1}$.

eutektische Verwachsung zwischen einem größeren Kalkspatkorn mit Zwillinglamellen (K) und zwei Hornblendekörnern, dem einen mit Kernen von parallel orientiertem Pyroxen (H II und P), dem anderen mit durchwachsenem Biotit (H I und B); der letztere ist von einem Apatitkorn durchsetzt (A); oben ein Korn von Titaneisenerz (T).

Vorkommen des Vibetoits.

Der Vibetoit ist nur vorgefunden im nördlichen Teil von Nigarskåsa und in einer kleinen damit sicher zusammenhängenden Felsenpartie östlich vom Wege zwischen Vibeto-Oppigaren und Dalen, samt auch an diesem

selben Wege ca. 80 M. südlich von Vibeto-Oppigaren. Das von dem Vibetoit eingenommene Gebiet ist (abgesehen von der teilweisen Überdeckung durch Ackerland) ungefähr 250 M. in N—S-licher und 350 M. in WNW—OSO-licher Richtung, somit kaum $^1/_{12}$ km^2 einnehmend. Er setzt hier, wie es scheint, durch Kalkstein auf, nahe an den mittleren Teil der Südgrenze des Fengebietes. Große Massen von losen Blöcken des Vibetoits sind auch aus der Ackererde S. von Oppigaren ausgepflückt und in Steinzäunen am genannten Wege und östlich von demselben aufgelegt; man findet hier eine Reihe verschiedener Varietäten des Gesteins vertreten, von den am meisten großkörnigen mit Individuen von Hornblende von 2 bis 10 Cm. Größe, bis kleinkörnige Varietäten mit mittlerer Körngröße von weniger als 1 Cm. Einige Blöcke waren außergewöhnlich reich an Apatit; nicht ganz selten fanden sich auch Blöcke mit lokal angehäuften großen Platten von schwarzem Biotit, zum großen Teil poikilitisch von kleineren Pyroxenkörnern durchlöchert und mit der Hornblende innig verwachsen. Da das normale Gestein in Nigarskåsa mittelkörnig und nur wenig grobkörnig ist, dürften die sehr großkörnigen Blöcke wohl wahrscheinlich aus *pegmatitischen Gängen oder Schlieren* stammen; ihre Struktur ist übrigens genau dieselbe wie diejenige des normalen Gesteins.

Der Vibetoit ist, wie oben erwähnt, jedenfalls in seiner Randzone nephelinführend und ist hier sowohl in NW als in S. von angrenzenden Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe umgeben. Es ist außerordentlich wahrscheinlich, daß er in der Tat am nächsten als eine mit $CaCO_3$ angereicherte (mit Calcitmagma gemischte) *Differentiationsfacies* desselben Magmas, aus dem auch die Gesteine der Jacupirangit-Melteigit-Ijolith-Urtit-Serie des Fengebieten stammen, aufgefaßt werden muß. In entsprechender Weise haben auch Högbom (l. c. S. 132), Washington, Derby etc. die ultramelanokraten Jacupirangite etc. als »Spaltungsprodukte« eines gemeinsamen Stamm-Magmas aufgefaßt. Von den von Högbom erwähnten verschiedenen basischen Spaltungsgesteinen von Alnö (siehe oben S. 72), deren Zusammensetzung an der Farbentafel seiner Abhandlung angegeben ist, stimmen jedoch keine mit den Vibetoiten des Fengebietes überein; der Unterschied liegt namentlich in der hervortretenden Rolle der Hornblende in den Vibetoiten, während dies Mineral auf Alnö meistens zu fehlen scheint. Es war mir deshalb von Interesse konstatieren zu können, daß Gesteine, die mit den Vibetoiten des Fengebietes recht nahe übereinstimmen, doch auch im Alnögebiet nicht gänzlich fehlen. In einer kleinen Typensammlung von Alnögesteinen im Museum der Universität findet sich (unter No. 21) eine als »basische Syenitfacies von Langörsholmen« etikettierte Stufe eines schwarzen, schweren Gesteins, das sich mit den norwegischen Vibetoiten nahe übereinstimmend

erwies. Die Struktur desselben ist meistens feinkörnig, doch mit Adern oder Schlieren von grobem Korn. U. d. M. zeigte sich das Gestein zu bestehen aus: etwa 8 % *Apatit*; 12 % *Eisenerz* in kleinen Körnern gleichmäßig verteilt; Spuren von *Eisenkies*, *Melanit* und *Biotit*; etwa 5 % *Nephelin* in Pseudomorphosen zu feinschuppigem Muscovit umgewandelt; schwach violettgrauem *Pyroxen* meistens in kleinen, zum Teil auch in größeren, nicht idiomorphen Körnern 30 bis 35 %; grünlich brauner *Hornblende* ebenso, ca. 20 bis 25 %; schließlich *Kalkspat* ca. 10 bis 12 %. Der Kalkspat ist vollkommen primär und, wie im Vibetoit, mit Pyroxen und Hornblende in *inniger eutektischer Verwachsung* gemengt. Alle Mineralien sind (abgesehen vom Nephelin) vollkommen unzersetzt, und stimmen mit den entsprechenden Mineralien des Vibetoits im Fengebiet recht nahe überein. Dies Gestein ist deshalb ein ziemlich typischer Vibetoit, nur meistens mehr feinkörnig als der Vibetoit des Fengebietes.

Die Feststellung, daß ein so charakteristisches Gestein wie der Vibetoit, welcher im zentralen Teil des Fengebietes eine hervortretende Rolle spielt, auch im Alnögebiet nicht fehlt, ist eine weitere Bestätigung der außerordentlich nahen Übereinstimmung dieser beiden Gebiete.

Obwohl der Vibetoit zum größten Teil außerordentlich frisch und unzersetzt ist, finden sich doch, namentlich auf dem Ostabhang von Nigarskåsa gegen den Vibetobach stark zersetzte und umgewandelte Partien des Massives. Die Hauptmasse des Gesteins ist dabei umgesetzt in eine feinkörnige schmutziggrüne Masse von Chlorit- und Biotitschuppen mit reichlichem Magnetitstaub, Leukoxen und Kalkspat; es ist recht charakteristisch, daß selbst in derartig vollständig zersetztem Gestein der *Apatit* noch ziemlich unverändert erhalten ist und im Dünnschliff als große, weiße Körner und Stengel das feinkörnige Gemenge der Neubildungen durchsetzt.

Gesteinsserie der Juvite und Malignite.

1. Juvite.

a. *Pyroxen-Juvite.*

In seiner Abhandlung über das Nephelinsyenitgebiet von *Alnö* hat A. G. Högbom als besonders charakteristisch für das Hauptgestein dieses Gebietes, den *Nephelinsyenit* selbst, hervorgehoben, daß der Feldspat desselben »fast ausnahmsweise *Orthoklas*« ist. »*Plagioklas* kommt niemals

in selbständig ausgebildeten Individuen vor; auch in dem Orthoklas mikroperthitisch eingewachsen ist er selten und dann immer quantitativ sehr zurücktretend«. Dieser Orthoklas zeigte ferner durch eine Analyse einen ganz beträchtlichen Gehalt von BaO (1.45 %). Der Nephelin ist in scharf begrenzten, idiomorphen Krystallen im Orthoklas eingeschlossen, und der Feldspat ist öfters allotriomorph gegen den Nephelin, dagegen bisweilen idiomorph gegen den Cancrinit, wo dieser in größeren (primären) Feldern auftritt, ebenfalls bisweilen idiomorph gegen Melanit, Ägirin und Biotit, wie auch gewöhnlich gegen Kalkspat. Biotit ist nur ganz spärlich vorhanden, Titanit ebenso. Auch Rosenbusch (Mikr. Phys, 4. Aufl. S. 213) hebt als für den Alnö-Nephelinsyenit charakteristisch: »die vollkommene Abwesenheit von Kalknatronfeldspat«, sowie »die weite Verbreitung von Kalkspat in scheinbar ursprünglichen Körnern« hervor, und macht außerdem aufmerksam auf »die normal hypidiomorphkörnige, nirgends trachytoide« Struktur des Gesteins. »Akzessorisch tritt im normalen Nephelinsyenit von Alnö Fluorit und ein Glied der Perowskit-Pyrochlor-Reihe auf«.

Eine chemische Analyse des Nephelinsyenites von Alnö liegt nicht vor; Högbom hat aber in seiner Farbentafel über die Mineralienzusammensetzung der Gesteine von Alnö auch ein Diagramm des Nephelinsyenites gegeben, welches die folgende Zusammensetzung angibt: 56.5 % Orthoklas, 25 % Nephelin, 14.5 % Pyroxen (Ägirin mit ein wenig Ägirindiopsid), 2.5 % Kies, 1.5 % Apatit. Da er auch eine Analyse des Orthoklases publiziert hat, läßt sich aus der oben angeführten Mineralienzusammensetzung die chemische Zusammensetzung des Gesteines annäherungsweise berechnen. Diese Berechnung (siehe unten Tabelle S. 91, No. 5) zeigt, daß *der K_2O-Gehalt wesentlich größer als der Na_2O-Gehalt sein muß.*

Es ist nun von wesentlichem Interesse, daß auch an dem mit dem Alnö-Gebiet in mehreren Beziehungen nahe analogen Ijolith-Vorkommen von *Magnet Cove, Arkansas* ein Nephelinsyenit mit nahe übereinstimmender Zusammensetzung auftritt. Schon Fr. Williams bemerkte ausdrücklich, daß in dem »Foyait« von Diamond Jo quarry, Magnet Cove, »the orthoclase is perfectly free from isomorphous mixtures of other feldspars«, eine Beobachtung, welche von H. Washington (l. c.) bestätigt wurde. Washington machte eine neue Analyse des Gesteins (siehe Tab. S. 91, No. 2), welche ganz wie die berechnete Zusammensetzung des Gesteins von Alnö einen wesentlichen größeren Gehalt an K_2O als an Na_2O zeigte; er berechnete die Mineralienzusammensetzung zu: 51.8 % Orthoklas, 20.3 % Nephelin, 13.1 % Cancrinit, 14.3 % Pyroxen (5.7 % Ägirin und 8.6 % Diopsid), 0.5 % Titanit und Eisenkies, also ziemlich nahe dieselbe Mischung wie in dem oben erwähnten Gestein von Alnö.

Schon H. Washington machte auf die nahen Beziehungen des Gesteinskomplexes von Magnet Cove zu der bekannten zuerst von Teall und Horne beschriebenen Gesteinsgesellschaft des Borolanits von dem Cnoc na Sroine-Massiv in Assynt, Nord-Schottland aufmerksam. Es ist nun in dieser Verbindung sehr bemerkenswert, daß auch die hier auftretenden Nephelinsyenite nach der Untersuchung J. Shands[1] von Feldspäten *ausschließlich Orthoklas* neben dem Nephelin führen; dementsprechend zeigte auch die Analyse von A. Gemmel[2] (siehe Tabelle S. 91, No. 3) einen bedeutend größeren Gehalt an K_2O als an Na_2O.

Vom Kruger Mountain, Okanagan Range in Britisch Columbia hat R. A. Daly[3] eine Gesteinsgefolgschaft von verschiedenen zum Teil (wie diejenige des Vorkommens von Assynt) an *Melanit* recht reichen Gesteinen beschrieben, wesentlich als *Maligmite und Nephelinsyenite* bezeichnet. »All the varietal rock types carry essential feldspars of high alcalinity – microperthite, microcline, soda-orthoclase and orthoclase. Nephelite, biotite, olive-green hornblende, a pyroxene of the ægirite-augite series and melanite complete the general list of essentials«. Auch die hier auftretenden Nephelinsyenite führen nur Orthoklas und Mikroperthit und zeigen nach einer Analyse von M. F. Connor einen K_2O-Gehalt, welcher den Na_2O-Gehalt übersteigt. Diese Analyse (siehe Tabelle S. 91, No. 6) ist sehr wenig verschieden von derjenigen des »Foyaits« von Magnet Cove, Arkansas. Der Nephelinsyenit von Kruger Mountain führt accessorisch Melanit, Apatit, Titanit und Spuren von Eisenerz. Neben dem Feldspat und dem Nephelin tritt olivengrüne Hornblende auf; dieselbe dürfte meiner Erfahrung nach vielleicht durch magmatische Umwandlung unter protoklastischer Pressung aus Ägirinaugit entstanden sein. Auch aus anderen Vorkommnissen von Ijolithen und der Gefolgschaft der Ijolithe angehörigen Gesteinen sind Nephelinsyenite mit einem bedeutenden K_2O-Gehalt bekannt, wenn derselbe zwar nicht immer höher als der Na_2O Gehalt ist. So von dem Ice River Gebiet, Britisch Columbia (siehe die Analyse S. 91, No. 4); ferner von Jacupiranga, Saõ Paõlo, Brasilien. Die von H. Washington (nach persönlicher Mitteilung von O. A. Derby) publizierte Analyse[4] zeigt einen Na_2O-Gehalt von 8.78 % und einen K_2O-Gehalt von 7.35 %, bei einem Gehalt von nur 16.58 % Al_2O_3 und 1.69 % Fe_2O_3; die Analyse wird deshalb mit Recht von Washington unter »Inferior analyses« aufgeführt, und der angeführte Gesamtgehalt von Alkalien kann nicht richtig sein. Wenn

[1] L. c. 1906, S. 421 u. 422.
[2] L. c. S. 418.
[3] Canada Dep. of Mines; Geol. Surv. Mem. 38, S. 448 ff. (1912).
[4] H. Washington. Chem. Anal of Ig. Rocks. 2. ed. (1917), S. 1107.

z. B. die angegebenen Zahlen für Al_2O_3, Fe_2O_3 und K_2O einigermaßen richtig wären, würde der Gehalt an Na_2O höchstens 5.29 % betragen können.

Bei *Port Cygnet in Tasmanien* tritt »Pyroxenfoyait« auf in einer Gefolgschaft von verschiedenen anderen Alkaligesteinen (Essexit, Ägirinsyenit etc.). Dieser Nephelinsyenit führt neben Ägirinaugit auch etwas Biotit und *Melanit*, und neben Nephelin zum Teil auch etwas Sodalith; der Feldspat, welcher ungefähr ebenso reichlich als der Nephelin auftritt, ist *ausschließlich Orthoklas*. Der Nephelin ist nach der Angabe von F. P. Paul zuerst in einen Zeolith, Hydronephelin, umgewandelt, nachträglich bei fortgesetzter Umwandlung in feinschuppigen *Muscovit*. Die Beschreibung dieser Umwandlung ist zum Vergleich mit entsprechender Ausbildung der Pseudomorphosenbildung des Nephelins in Gesteinen des Fengebietes von Interesse: »Im frischen Gestein ist der Nephelin entweder quadratisch oder hexagonal scharf umgrenzt, in dem zersetzten Gestein dagegen geht die krystallographische Form des Eläoliths mehr oder weniger verloren, das Zersetzungsprodukt des genannten Minerals schiebt sich gewissermaßen in den Feldspat hinein und somit büßt der Eläolith mit fortsetzender Zersetzung seine krystallographische Begrenzung allmählich ein«. Der mutmaßliche Sodalith des Nephelinsyenits von Port Cygnet ist immer in Spreustein umgewandelt. Der Melanit ist wie in Fengesteinen häufig zonar gebaut, mit dunkelbraunem Kern und hellbrauner Randzone. Auch *Titanit*, *Apatit* und ein wenig *Magnetit* und *Pyrit* kommen im Gestein vor[1].

Eine Analyse dieses Gesteins wurde nicht ausgeführt; das Auftreten von Melanit in demselben und das Auftreten von Orthoklas als einziger Feldspat, sowie seine Begleitung von einer Jacupirangitfacies deutet vielleicht auf eine Verwandtschaft mit Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe.

Ähnliche syenitische Gesteine sind jüngst auch von Itsindratal auf Madagaskar von A. Lacroix beschrieben[2]; sie bilden dort Gänge in einem großen Gabbromassiv. Das Gestein des einen dieser Gänge ist grobkörnig und besteht aus »grandes plages de microcline, englobant des cristaux de néphéline, d'ægyrine, de biotite et de mélanite. La néphéline et le microcline sont associés comme le quartz et les feldspaths dans les pegmatites graphiques, la néphéline forme les prismes hexagonaux aplatis suivant la base et groupés en grand nombre à axes parallèles dans une même plage feldspathique«. Lacroix hebt ausdrücklich hervor, daß das Gestein

[1] F. P. Paul. Beitr. z. Kenntn. einiger foyalitisch-theralitischer Gesteine aus Tasmanien. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt. Vol. XXV (1906).

[2] A. Lacroix. Sur une série de roches syénitiques alcalines potassiques à minéraux sodiques à Madagascar. Comptes rendus d. l'acad. d. Sc. Tome 171, S. 594 (1920).

durch das Vorherrschen des K_2O über das Na_2O sowie durch den Melanitgehalt eine bemerkenswerte Analogie mit den Borolaniten von Assynt darbietet. Eine Analyse des Gesteins ist unten in der Tabelle S. 91 angeführt. Ob dies Gestein mit Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe genetisch verknüpft ist, dürfte wohl zweifelhaft sein; nach LACROIX gehört es einer großen Serie von sehr K_2O-reichen Ganggesteinen in dem betreffenden Gebiete von Madagaskar. Nähere Erläuterungen über Massive von Tiefengesteinen, aus welchen sie eventuell stammen dürften, liegen nicht vor.

Der durchgehends im Verhältnis zum Na_2O-Gehalt auffallend hohe K_2O-Gehalt in Nephelinsyeniten aus der Gefolgschaft der Gesteine der Ijolith-Melteigit Reihe und mit dieser nahe verwandter Gesteine, mit *Orthoklas* als einzigem oder ganz vorherrschendem Feldspat neben dem Nephelin, bestätigt sich nun in ganz entsprechender Weise auch im Fengebiet.

Nephelinsyenit ist in diesem Gebiet spärlich vorhanden und ist nur an wenigen Stellen, überall in geringer Ausdehnung, nachgewiesen.

Ca. 150 Meter südlich vom Hofe *Juvet* war an dem von Thon bedeckten Abhang (wenige Meter westlich von dem Bach aus dem kleinen See Hâtvetkjern) ein Aufschluß von festem Felsen über nur wenige Quadratmeter entblößt, dessen Gestein bei der Untersuchung von Dünnschliffen sich als ein eigentümlicher *Nephelinsyenit* herausstellte. Das Gestein ist mittelkörnig und schien makroskopisch wesentlich aus frischem grauem Feldspat mit ganz geringem Gehalt von dunklen Mineralien zu bestehen. U. d. M. ergab sich der Feldspat als ganz vorherrschend aus sehr frischem *Orthoklas* zu bestehen, nur ganz untergeordnet daneben aus *Mikroperthit* (von Orthoklas mit Albit); gleichmäßig verteilt finden sich ferner zahlreiche Schnitte von idiomorphen *Pseudomorphosen nach Nephelin.* Dieselben zeigen rektanguläre und bisweilen hexagonale Durchschnitte, welche niedrigen, von dem Prisma und der Basis begrenzten Tafeln entsprechen; sie sind durchgehends in *Muscovit* und *Cancrinit* umgewandelt, wobei die Muscovitschuppen größtenteils den Prismenflächen parallel angeordnet sind, der Cancrinit aber die c-Achse mit der c-Achse des ursprünglichen Nephelins parallel orientiert erweist. Die Schnitte nach der c-Achse erscheinen somit durchgehends vertikal faserig gestreift. Außer als Umwandlungsprodukt des Nephelins tritt *Cancrinit* auch in selbständigen Feldern als primäres Mineral auf. Es zeigt sich dabei, daß der ursprüngliche Nephelin zum großen Teil gegen den Orthoklas mit idiomorpher Begrenzung auskrystallisiert war, während der Orthoklas wieder gegen den später gebildeten Cancrinit bisweilen idiomorph ausgebildet ist, ganz wie im Nephelin-

syenit von Alnö nach Högbom. Die Nephelinkörner zeigen gewöhnlich eine Größe von 2 bis 3 Mm., die zwischen denselben eingeklemmten Körnchen von Orthoklas sind kleiner. Mikroperthit tritt nur sparsam in etwas größeren, wie es scheint weniger frischen Körnern auf. Von dunklen Mineralien finden sich *Ägirin* (stark pleochroitisch mit tief grüner und gelber Farbe, ganz kleine Auslöschungswinkel c : c) in wenig idiomorphen 1 bis 2 Mm. großen Körnern, und sparsam *Biotit*, zum Teil nach dem Ägirin auskrystallisiert. Akzessorisch *Apatit*, *Titanit* und Spuren von Erz und Kies. *Kalkspat* tritt ziemlich sparsam als zum größten Teil jüngstes, jedoch sicher primäres Mineral auf (z. B. teilweise gleichzeitig mit dem Titanit auskrystallisiert). Die Struktur ist ganz wie in dem entsprechenden Gestein von Alnö vollkommen hypidiomorph körnig, gar nicht trachytoid ausgebildet.

	Juvet Fengebiet Norwegen A. Rød-land (1919)	Magnet Cove Arkansas Washing-ton Journ. of Geol. IX S. 611 (1901)	Cnoc na Sroine Assynt N. Schottl. A. Gemmel Tr. Edingb. Geol. Soc. IX (5) S. 418 (1910)	Leanchoil Ice River Brit. Co-lumbia M. F. Con-nor, bei J. A. Allan Washing-ton, Anal. S. 553	Alnö Schweden A. G. Hög-bom (l. c.) (W. C. Br. berechnet)	Kruger Mtn. Brit. Columbia Connor, b. R. A. Daly Can. Geol. Surv. Mem. 38, S. 453 (1912)	Itsindra Mada-gaskar M. Raoult b. Lacroix Compt. rend. 1920 II, S. 600	Mittel der 7 Analysen
SiO_2 . . .	51.41	53.09	53.13	53.42	53.52	55.11	52.66	53.19
TiO_2 . . .	0.47	0.11	0.60	0.60	—	0.48	0.54	0.40
ZrO_2 . . .	0.04	0.04	—	—	—	—	—	0.01
Al_2O_3 . .	20.41	21.16	24.87	21.04	19.59	21.28	20.10	21.21
Fe_2O_3 . .	1.08	1.89	2.25	1.74	3.08	2.64	4.00	2.38
FeO . . .	1.55	2.04	1.40	2.83	1.46	1.29	1.67	1.75
MnO . . .	0.06	0.20	—	0.07	0.15	0.08	—	0.08
MgO . . .	0.10	0.32	Spur	0.61	0.76	0.59	1.36	0.53
CaO . . .	4.27	3.30	2.58	2.88	2.46	2.82	3.64	3.15
BaO . . .	0.05	0.61	—	—	0.82	—	—	0.21
Na_2O . .	6.67	6.86	5.56	7.80	5.93	6.24	4.71	6.25
K_2O . . .	8.21	8.42	7.26	7.48	8.61	8.36	10.11	8.35
H_2O —	(0.19)	(0.24)	(0.36)	(0.04)	-	(0.14)	(0.05)	(0.15)
+	2.01	1.13	1.05	0.76	0.44	0.58	0.34	0.90
P_2O_5 . . .	0.36	0.15	—	0.10	0.63	0.27	0.61	0.21
CO_2 . . .	3.04	0.82	—	0.43	—	0.08	0.28	0.66
Cl	—	0.02	—	0.10	—	—	—	0.02
F	0.02	—	—	—	0.05	—	—	0.01
S . . .	0.27	0.08	—	—	—	—	—	0.05
Div . . .	—	—	—	SO_3 0.07	FeS_2 2.50	—	—	SO_3 0.01 FeS_2 0.36
	100.21	100.48	99.16	99.97	100.00	99.96	100.07	99.88
Sp. Gew.				2.607		2.666		

Eine Analyse (von A. Rødland) gab das in der beigefügten Tabelle S. 91 angeführte Resultat; ich berechnete daraus die folgende Mineralienzusammensetzung:

Or	39.70	50.83
Ab (und Barytfeldspat)	11.13	
Cancrinit	25.25	35.75
Muscovit	10.50	
Ägirin (und Ägirindiopsid)	5.93	
Biotit	1.02	
Titanit	1.06	
Apatit	0.84	
Zirkon	0.06	
Magnetit	0.14	
Eisenkies	0.51	
Kalkspat (z. T. als jüngere Adern)	3.32	
	99.46	
$+ H_2O$ 0.60		
O für S 0.10	+ 0.70	
	100.16	

	Gefunden	Berechnet		Diff.
Fe_2O_3	1.08	1.88	− 0.80	
FeO	1.55	0.88	+ 0.67	− 0.13
				100.03
Zu wenig gefunden F				0.01
				100.02

Es wurde dabei für die auftretenden Mineralien folgende Zusammensetzungen berechnet:

	Cancrinit	Muscovit	Biotit	Ägirin
SiO_2	37.74	46.00	36.28	49.75
TiO_2	—	—	3.92	—
Al_2O_3	27.29	36.67	18.64	1.02
Fe_2O_3	—	0.95	7.84	21.25
FeO	—	0.57	17.64	10.10
MnO	—	—	—	1.02
MgO	—	0.19	3.92	1.02
CaO	5.07	—	—	6.24
Na_2O	18.85	1.14	0.98	8.09
K_2O	1.11	10.19	8.82	1.51
H_2O	3.68	4.29	1.96	—
CO_2	6.26	—	—	—
	100.00	100.00	100.00	100.00

Sowohl die chemische Zusammensetzung als die Mineralienzusammensetzung ist, wie man sieht, recht nahe übereinstimmend mit derjenigen der entsprechenden Gesteine von Alnö, von Magnet Cove etc., überhaupt mit denjenigen der Vorkommen von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Gefolgschaft. Die charakteristische Zusammensetzung dieser kleinen Gruppe von Nephelinsyeniten mit vorherrschender Kombination: Orthoklas-Nephelin, und entsprechendem prozentischem Übergewicht des K_2O über das Na_2O[1] ist sonst bei Nephelinsyeniten anderer Paragenesis, wie es scheint, sehr selten. Während in H. Washingtons Zusammenstellung der in den Jahren 1884—1913 (incl.) publizierten Analysen von Nephelinsyeniten (inklusive Ditroiten, Foyaiten, Miaskiten, Lujauriten etc.) etwa 100 derselben ein prozentisches Vorherrschen des Na_2O über das K_2O erweisen, sind von Nephelinsyeniten mit vorherrschendem K_2O-Gehalt — außer den in der Tabelle S. 91 angeführten, — nur ganz wenige bekannt[2]. Es scheint demnach völlig berechtigt, die oben ausgeschiedene kleine Gruppe von Nephelinsyeniten mit der vorherrschenden Kombination: Orthoklas-Nephelin, und mit Übergewicht des K_2O über das Na_2O unter einer besonderen Bezeichnung zusammenzufassen; ich schlage für dieselben den Namen »*Juvit*« vor, nach dem Vorkommen bei Juvet im Fengebiet.

Das Verhältnis des K_2O : Na_2 ist bei den oben angeführten 6 Analysen:

Juvet	0.0873	K_2O	: 0.1076	Na_2O	=	1 : 1.23
Magnet Cove . .	0.0896	»	: 0.1106	»	=	1 : 1.23
Cnoc na Sroine .	0.0772	»	: 0 0827	»	=	1 : 1.16
(Leanchoil . . .	0.0796	»	: 0.1258	»	=	1 : 1.57)
(Alnö	0 0916	»	: 0.0953	»	=	1 : 1.04)
Kruger Mtn. . .	0.0889	»	: 0.1006	»	=	1 : 1.34
Itsindra	0.0760	»	: 0.1075	»	=	1 : 1.41
Mittel	0.0843	»	: 0.1042	»	=	1 : 1 24

Außer an dem stark überdeckten Vorkommen bei Juvet finden sich derartige *Pyroxen-Juvenite* auch an einigen anderen Stellen im Fengebiet. Erstens *etwa 250 Meter östlich von Juvet* (in dem Paß an der S.-Seite von Löväskollen) in ungefähr ähnlicher Ausbildung wie bei Juvet, an der Grenze zwischen stark umgewandeltem Melteigit und Fenit.

[1] Im Gestein von Juvet ist der Nephelin, wie erwähnt, teilweise in Muscowit umgewandelt, was eine sekundäre Erhöhung des K_2O-Gehaltes, sowie eine Reduktion des Na_2O-Gehaltes mitgeführt hat; da der Muscovit-Gehalt aber nur etwa 10 % ausmacht, würde der Unterschied im K_2O-Gehalt nur etwa 1 % repräsentieren.

[2] Von Papenoo Valley, Tahiti (Pisani; A. Lacroix); ferner von Yarrawa, New South Wales (W. A. Greig); von Gentungen River, Pic de Maros, Celebes (E. W. Morley & I. P. Iddings); von Itschan, Sibiria (H. Washington); von Beemerville, New Yersey (L. G. Eakins & I. P. Iddings); von Serra de Tingua, Brasilien (J. A. Derby); von Nosi Komba, Madagaskar (A. Lacroix).

Ferner ein wenig östlich von den Häusern von *W. Kåsene*, hier in der Nähe eines kleinen Rückens von Hollait und Sövit, der an anderer Stelle dieser Abhandlung erwähnt ist. Die Zusammensetzung des feinkörnigen bis mittelkönigen Gesteins ist hier: *Nephelin* (in Pseudomorphosen zu Muscovit) in der Regel als idiomorphe Tafeln nach der Basis in größeren Körnern von *Orthoklas* eingewachsen, ganz reichlich; *grüner Pyroxen* (meistens in stenglichen Pseudomorphosen zu Kalkspat, Chlorit und Magnetit) ebenfalls recht reichlich; wenige Schuppen von *Biotit*; *Titanit* in ziemlich zahlreichen kleinen Krystallen; Kalkspat reichlich als letzte Bildung. Das stark überdeckte Vorkommen ist nur ein wenig entblößt.

Ein nahe übereinstimmendes Vorkommen von Pyroxen-Juvit ist endlich auch nachgewiesen *an der Ostseite der großen Bucht NO von Söve, am Ufer von Nordsjö*. Das grünliche mittelkörnige Gestein besteht nach roher Schätzung aus etwa 35 % *Nephelin* (in durch Chlorit grüngefärbten Muscovitpseudomorphosen) in dicken, gegen Feldspat idiomorphen Tafeln; *Orthoklas*, frisch, nicht idiomorph begrenzt etwa 30 %; *Pyroxen* (vollständig umgewandelt in Kalkspat, Chlorit und Magnetit) etwa 9 %; *Apatit* 2 %; *Eisenerz*, *Kies*, *Titanit* und Spur von *Biotit* zusammen etwa 2 %, Melanit in poikilitisch durchlöcherten, läppigen, großen Körnern etwa 7 %; *Kalkspat* primär (auch sekundär) etwa 15 %.

Von Interesse ist in diesem stark umgewandelten Gestein der recht bedeutende Gehalt an *Melanit*, welcher auf die Analogie mit dem Borolanitvorkommen von Cnoc na Sroine, ferner mit dem Vorkommen der an Melanit reichen Gesteine von Kruger Mountain, von Magnet Cove und von Alnö hinweist. Von diesem Kalkspat führenden Pyroxen-Juvit an der Sövebucht finden sich hier übrigens alle Übergänge auf der einen Seite in Orthoklas führende *Ijolithe* (ein Beispiel dieser ist in Fig. 11, S. 95 dargestellt) auf der anderen Seite in andere an Kalkspat reichere, bis sehr reiche Gesteine, die unter den Orthoklas-Nephelin-Gesteinen dieselbe Stellung einnehmen als die Hollaite unter den nicht Orthoklas führenden an Kalkspat reichen Nephelin-Gesteinen (siehe weiter unten).

Die oben erwähnten Pyroxen-Juvite nehmen sowohl, was ihre chemische als ihre Mineralienzusammensetzung betrifft, gewissermaßen eine Zwischenstellung zwischen leukokraten Gesteinen der Ijolith-Reihe und den weiter unten beschriebenen pulaskitischen *Feniten* ein, nur von beiden durch den relativ höheren K_2O-Gehalt im Verhältnis zum Na_2O-Gehalt etwas verschieden. Was ihre Vorkommen betrifft, dann ist es für diese charakteristisch, daß sie alle nahe an die Grenzen des Fengebietes belegen sind, sowohl an die Südgrenze (Juvet, Lövås-Paß) als an die W.-Grenze (W. Kåsene) und an die N.-Grenze (Sövebucht). *Sie kommen hier auch*

an allen Stellen zwischen Fenit und Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe vor. Diese Art des Vorkommens ist um so mehr bemerkenswert, als auch auf Alnö, sowie bei Magnet Cove, nach den Beschreibungen von Högbom, Francis Williams und Washington in entsprechender Weise saurere Syenitgesteine (Fenite, Pulaskite oder nephelinarme Foyaite) längs der Peripherie dieser Gebiete, nephelinreiche Gesteine (Nephelinsyenite, Ijolithe) innerhalb derselben auftreten.

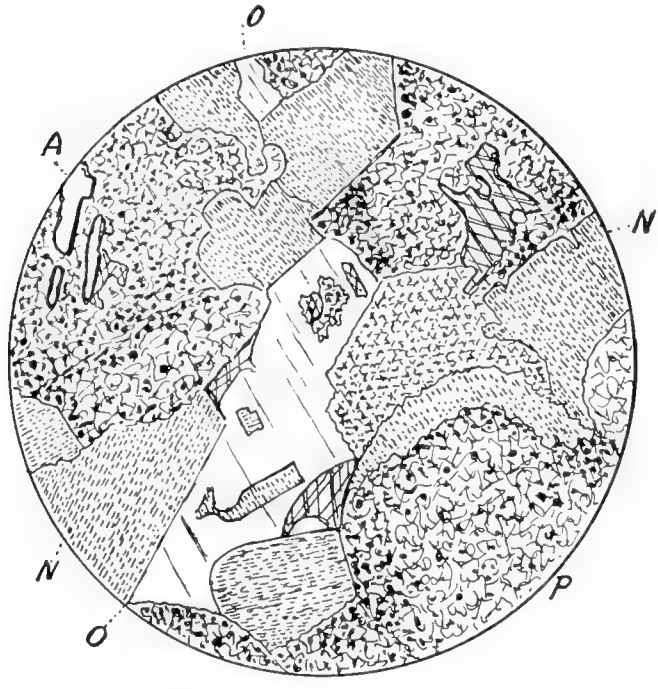


Fig. 11. Orthoklasführender Ijolith. Ostseite der Sövedalsbucht. Vergr. ca. $^{25}/_{1}$. A = *Apatit.* P = Pseudomorphosen von Kalkspat, Chlorit und Magnetit nach grünem *Pyroxen.* N = Pseudomorphosen von Muscovit nach *Nephelin*, die meisten Schnitte etwa parallel der c-Achse, rechts in der Mitte ein Schnitt etwa parallel zur Basis. *Kalkspat*, primär, mit rhombisch gekreuzten Strichen bezeichnet; ein größeres Korn oben rechts, zwei kleine Körnchen oben im großen *Orthoklas*korn (mit Pyroxen zusammen) und zwei Körnchen links und rechts von der Mitte desselben. O = Orthoklas; vollkommen frisch.

Für die Fenite des Fengebietes werden wir unten sehen, daß ihr Vorkommen eben auf die Grenzzone zwischen den Ijolith-Melteigit-Gesteinen und dem umgebenden älteren Granit des Grundgebirges beschränkt ist. Entsprechend ist im Alnögebiet der saure nephelinfreie Syenit (»Fenit«) auf der Kartenskizze Högboms als eine 100 bis 150 Meter breite Grenzzone eingezeichnet, die er direkt als durch Einschmelzen des umgebenden Grundgebirgsgneises durch das jüngere Nephelinsyenitmagma entstanden erklärt (l. c. S. 255).

Es liegt unter diesen Umständen recht nahe auch das sehr beschränkte Vorkommen von Pyroxen-Juvit im Fengebiete eben zwischen Melteigit-Ijolith-Gesteinen und dem längs der Grenze aufgepreßten pulaskitischen Fenit als das Resultat der *Mischung von Ijolithmagma* und *Pulaskitmagma* zu erklären.

Daß eine derartige Mischung tatsächlich eine mit der Analyse des Pyroxen-Juvits *angenähert* übereinstimmende Zusammensetzung liefern könnte, läßt sich durch eine einfache Berechnung nachweisen.

In der folgenden Tabelle ist die unter I angeführte Zusammensetzung berechnet aus den beiden S. 18 mitgeteilten Analysen No. 3 (Ijolith) und No. 1 (Urtit) samt aus der weiter unten, unter No. 3 angeführten Analyse von Fenit im Verhältnis 1 : 1 : 2. Unter II ist die Analyse des Pyroxen-Juvits von Juvet wiederholt:

	I	II
SiO_2	51.09	51.41
TiO_2	0.76	0.47
ZrO_2	0.04	0.04
Al_2O_3	19.82	20.41
Fe_2O_3	2.74	1.08
FeO	1.76	1.55
MnO	0.12	0.06
MgO	1.14	0.10
CaO	5.73	4.27
BaO	0.11	0.05
Na_2O	8.13	6.67
K_2O	5.83	8.21
H_2O	— (0.07)	(0.19)
	+ 0.37	2.01
P_2O_5	0.31	0.36
CO_2	1.88	3.04
Cl	0.01	—
F	0.03	0.02
S	0.08	0.27
	100.02	100.21

Da diese Berechnung der Einfachheit wegen auf eine Mischung der genannten Mischungsglieder im Verhältnis 1 : 1 : 2 basiert wurde, konnte selbstverständlich keine allzu nahe Übereinstimmung erwartet werden. Was die größte Abweichung, nämlich für die Alkalien, betrifft, muß erinnert werden, daß der Na_2O-Gehalt durch die sekundäre Umwandlung des

Nephelins im Juvit (in Muscovit) etwa $1^1/_4$ % zu niedrig, der K_2O-Gehalt entsprechend zu hoch ist; auch könnte wohl eine spezielle Anreicherung mit K_2O stattgefunden haben. So wie sie ist genügt die Berechnung doch um zu zeigen, daß die Bildung des Juvits als Erstarrungsprodukt eines Mischmagmas aus etwa gleichen Teilen eines leukokraten Ijolithmagmas und eines K_2O-reichen Fenitmagmas möglich gewesen sein dürfte.

Die Art des Vorkommens macht diese Erklärung jedenfalls für das Fengebiet nicht ganz unwahrscheinlich; auf der anderen Seite kann die Bildung des Pyroxen-Juvit-Magmas durch Abspaltung, Differentiation, aus dem Ijolithmagma (confr. WASHINGTON's Deutung des Magnet Cove Vorkommens) keineswegs als ausgeschlossen angesehen werden.

Da der Pyroxen-Juvit aller Wahrscheinlichkeit nach (siehe unter »Biotit-Juvite«) *nach* den Ijolith-Melteigit-Gesteinen aufgepreßt und erstarrt ist, würde der größere SiO_2-Gehalt sowie der größere K_2O-Gehalt seines leukokraten Magmas unter der Annahme seiner Bildung durch *Differentiation* (als an SiO_2 und K_2O angereicherte Mutterlauge) in Übereinstimmung mit Erfahrungen aus anderen Gesteinsgruppen des Kristianiagebietes (speziell den Essexitgesteinen) wohl am Ende doch die am meisten wahrscheinliche sein.

b. *Biotit-Juvite.*

Im Tal des westlichen der beiden großen Håtvetbäche an dem östlichen Abhang desselben (ziemlich genau 150 Meter W. vom Zusammenfluß des östlichen Håtvetbaches mit dem Vibetobach) tritt in einer steilen Wand von schwarzem feinkörnigen Melteigit ein ungefähr 1 Meter dicker vertikaler *Gang von Biotit-Juvit* auf. Das Gestein desselben ist mittelkörnig; makroskopisch erkennt man etwa rektanguläre, violettgraue, 2 bis 5 Mm. große Körner von Feldspat in einer grünen Zwischenmasse. U. d. M. zeigt sich der Feldspat ein *Orthoklas* (Kryptoperthit, z. T. sehr feinlamellarer Mikroperthit) zu sein, nicht sehr frisch, und oft als Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz ausgebildet; der Feldspat ist ganz vorherrschend, wenigstens 60 bis 65 % ausmachend. Daneben finden sich Pseudomorphosen von äußerst feinschuppigem Muscovit mit grünem Chlorit nach *Nephelin*, mit schlechter Erhaltung ihrer ursprünglichen Form, etwa 20 %; ferner Tafeln von *Biotit* ebenfalls meistens vollständig umgewandelt in Chlorit (unter Ausscheidung der TiO_2) ca. 8 %; Spuren von *Apatit* und *Eisenerz*, endlich *Kalkspat*, meistens sekundär abgesetzt ca. 8 %. Die Richtung des Ganges ließ sich in der steilen Wand nicht genau feststellen; ich notierte an der Stelle etwa ONO—WSW, es ist aber möglich, daß dies nicht richtig ist, da genau dasselbe Gestein auch gefunden wurde etwa 200 M. weiter SSO in dem Tälchen des Bächleins, das hier dem

großen (östlichen) Hâtvetbach zufließt (etwa 150 M. SW von dem Zusammenfluß). Es ist deshalb wahrscheinlich, daß die beiden genannten Vorkommen dieses stark zersetzten Biotit-Juvites einem und demselben, etwa NNW—SSO streichenden Gang gehören.

Es ist nun bemerkenswert, daß genau dasselbe Gestein auch am Boden des kleinen Bachtälchens etwa 300 Meter östlich vom Hollen Pfarrhof (»Præstegaard« auf der Karte) vorgefunden wurde. Das rötliche Gestein steht hier mit scharfer Grenze gegen einen grünschwarzen, vollständig umgewandelten Melteigit, und tritt deshalb wohl aller Wahrscheinlichkeit nach auch hier als ein durchsetzender Gang auf. Dies Vorkommen war zuerst gefunden, und ich hatte — ganz unabhängig von den späteren Bestimmungen der Mineralienzusammensetzung der oben erwähnten Vorkommen von Biotitjuvit, — dieselbe in dem betreffenden Gestein nach früher untersuchten Dünnschliffen zu folgender Mischung geschätzt: 25 % *Nephelinpseudomorphosen*, in gegen den Feldspat idiomorphen dicken Tafeln nach der Basis; 55 % sehr frischen *Orthoklases*; *Biotit* (unter Ausscheidung von Rutil in Chlorit umgewandelt) etwa 10 %; *Apatit* ca. 1 %, Spuren von *Titanit* und *Mikrolith*; endlich *Kalkspat* meistens als unzweifelhaft primäres Mineral 8 bis 10 %. Dieser unabhängigen Schätzung nach stimmt die Zusammensetzung, wie man sieht, sehr nahe mit derjenigen des oben erwähnten Ganges vom westlichen Hatvetbachtal. Da die drei oben beschriebenen Vorkommen alle auf einer ungefähr SSO—NNW verlaufenden Linie liegen, dürfte es wahrscheinlich sein, daß sie alle einem und demselben Gang gehören, in diesem Falle auf einer Länge von nahezu 1 Kilometer verfolgt.

Von einer Stelle etwa 380 Meter NO von dem nördlichsten (auf der Karte mit 104 bezeichneten) Hâtvet-Hofe hatte ich ein Handstück eines schmutzig-grünlichen Gesteins mitgebracht, das sich im Dünnschliff u. d. M. als ein stark umgewandelter Ijolith erwies, mit stark vorherrschendem, vollständig in Muscovit pseudomorphosiertem Nephelin, und meistens auch (in Kalkspat, Chorit, Epidot, Magnetit) umgewandeltem Pyroxen, reichlich Apatit etc. Im Dünnschliff zeigt sich dieser Ijolith von einer kaum 1 Cm. breiten, scharf begrenzten Ader von Biotitjuvit durchsetzt, von der gewöhnlichen oben beschriebenen Zusammensetzung, nur reicher an Kalkspat als in den oben erwähnten Vorkommen. Der Biotit-Juvit zeigte sich somit auch an diesem Vorkommen jünger als die Gesteine der Melteigit-Ijolith-Reihe.

In der Umgegend der nördlichsten der Hatvet-Höfe scheint nun aber der Biotitjuvit in etwas größerer Ausdehnung und zwar wahrscheinlich nicht nur gangförmig aufzutreten. Erstens an zwei Stellen des mit 89 auf der Karte bezeichneten Abhangs gegen den Hâtvetbach, ca. 350 Meter ONO vom nördlichsten Hâtvethofe, ferner etwa 150 Meter SO von dem-

selben Hofe zwischen diesem und dem mit 106 auf der Karte bezeichneten mittleren der Hätvet-Höfe, und endlich auch etwa 50 Meter westlich von dem mit 111 bezeichneten südlichen Hätvet-Hofe. An allen diesen Stellen ist das betreffende Gestein, mit in der Hauptsache der oben erwähnten Zusammensetzung, stark umgewandelt, so daß in der Regel nur der Orthoklas ziemlich frisch erhalten ist. Ausnahmsweise führen die von diesem Gebiete eingesammelten Proben auch Reste von vollständig umgewandeltem (grünem) *Pyroxen* (doch immer in geringer Menge), was einen Übergang zu den Pyroxen-Juviten bezeichnet.

Am schwach geneigten Abhang 20 Meter N. von den Häusern auf W. Kasene, gerade am Fußpfaden, wurden ein Paar Stufen eines zum Teil recht grobkörnigen Gesteins gesammelt, daß an Ort und Stelle als dem Grundgebirge zugehörig angenommen und deshalb nicht genauer untersucht wurde. U. d. M. zeigte sich dasselbe aber ein quarzfreies Gestein zu sein, vorherrschend bestehend aus frischem *Feldspat* (Kryptoperthit oder sehr feinlamellarem Mikroperthit) in bis 8 Mm. langen, rektangulären, dicken Tafeln nach {010}, wenigstens die Hälfte des Gesteins ausmachend; ferner etwa zu einem Viertel aus Pseudomorphosen nach *Nephelin*; dann zu etwa 10 bis 15 % *Biotit* in makroskopisch schwarzen, glänzenden Tafeln, sehr stark pleochroitisch, oft in Masse beisammen; *Apatit* etwa 1 %, *Magnetit* etwa 2 %; endlich aus *Kalkspat* als zuletzt auskrystallisiertem Mineral, teils auf Zwischenräumen zwischen den großen Orthoklastafeln, zum Teil auch auf kleinen Primärtrümmern des Gesteins, zusammen etwa 7 %.

Die Mineralienzusammensetzung dieses Gesteins ist somit ungefähr dieselbe, als diejenige der oben beschriebenen Biotit-Juvite. U. d. M. macht dieselbe jedoch einen ganz abweichenden Eindruck, indem die ziemlich großen Nephelinkörner, wie gewöhnlich ursprünglich dicke Tafeln nach der Basis, diese Form teilweise nur schlecht erhalten haben, und nur zum geringen Teil, und dann nur im Kern, zu feinschuppigem Muscovit, sondern fast ausschließlich in *sehr grobstrahligen Cancrinit* umgewandelt sind.

In wie fern dieses Gestein, das makroskopisch einem grobtafeligen Pulaskit ähnlich sieht, auch ein Ganggestein ist, wurde nicht festgestellt; es tritt jedenfalls in der Nähe angrenzenden Grundgebirges auf.

Das Auftreten orthoklasreicher, leukokrater Nephelinsyenite (*Juvite*) teils mit grünem Pyroxen, teils mit Biotit als herrschendem dunklem Mineral ist somit näher besehen nach den eingesammelten Gesteinsproben zu urteilen etwas größer als es bei der ersten Untersuchung im Felde angenommen wurde, doch immer sehr beschränkt im Vergleich mit der Ausbreitung der

Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe, sowie auch der unten näher erwähnten Fenite. Im Felde sind sie infolge der gewöhnlich starken Umwandlung derselben in der Regel nicht leicht von umgewandelten Ijolithen zu unterscheiden.

Anhang zu den Biotit-Juviten. Kamperit.

Genau $^1/_2$ Kilometer NNW von dem wahrscheinlich gangförmigen Vorkommen von Biotit-Juvit, ca. 300 Meter östlich von Hollen Pfarrhof, findet sich ein Vorkommen schwarzer Orthoklas-Biotitgesteine, die unten im Anhang zu den Biotit-Juviten erwähnt werden sollen.

Wenn man von Ulefoss ab der großen Landstraße nach SSO und später nach OSO längs dem Nordsjö folgt, stößt man etwa 80 Meter westlich von der Brücke über den großen Bach (von Håtvettjern und Damkjern) auf ein Häuschen, von welchem ein Fußpfad in südlicher Richtung nach einem Tälchen westlich vom Hofe Kamperhoug führt. Am Boden dieses Tälchens sind beiderseits des Bächleins gute Profile in festem Felsen mit niedrigen Steilwänden eingeschnitten. Man findet hier in ziemlich bunter Abwechselung eine Reihe verschiedener Gesteine, deren geologische Relationen sich nur zum Teil entziffern lassen.

Die meisten hier auftretenden Gesteine sind schwarze, feinkörnige bis mittelkörnige, melanokrate Gesteine, dann aber auch rote Fenite samt Kalksteine (Sövite). Auf der Ostseite des Tälchens herrschen die schwarzen Gesteine vor, auf der Westseite die roten Fenite, hier u. a. von den unten besonders beschriebenen beiden Gängen von Hollaitpegmatit durchsetzt.

Die mitgebrachten Stufen der schwarzen Gesteine von der Steilwand an der *Ost*seite des Tälchens sahen an Ort und Stelle ziemlich gleichartig aus; bei der Untersuchung von Dünnschliffen derselben ergab sich, daß darunter gänzlich verschiedene Gesteine vorhanden waren. Erstens ein Ganggestein von *Diabas*, aus dem gewöhnlichsten Typus der ordinären jüngsten Diabase des Kristianiagebietes, sicher aus einem etwa N.—S. streichenden, die übrigen Gesteine durchsetzenden vertikalen Gange.

Dann fanden sich ferner unter den schwarzen Gesteinen feinkörniger Tveitåsit (siehe weiter unten), ferner feinkörniger Melteigit, zum Teil schon in starker Umwandlung (in Biotit-Calcitfels), in verschiedenen Varietäten.

Unter diesen schwarzen Gesteinen fand sich endlich am NO-Ende der Wand auch das unten näher beschriebene feinkörnige bis mittelkörnige Gestein, daß aller Wahrscheinlichkeit nach aus einem Gang im umgewandelten Melteigit stammen dürfte.

U. d. M. zeigte sich dies Gestein bestehend aus kleinen, idiomorphen Tafeln von *Orthoklas*, bis zu ca. $^1/_2$ Mm. groß, gemengt mit ganz fein-

schuppigen Aggregaten von winzigen Körnchen von *Albit* (Oligoklasalbit) in untergeordneter Menge; zwischen den Orthoklastafeln wurde der Zwischenraum eingenommen von einer äußerst feinschuppigen Grundmasse von *Biotit*, worin nur spärlich etwas größere Biotitkörnchen. Akzessorisch ziemlich reichlich kleine wenig idiomorphe Körnchen von *Apatit*; *Eisenkies* und *Kalkspat* nur in geringen Spuren.

Die feinschuppigen Massen von *Biotit*, welche als eine Mesostasis die Zwischenräume zwischen den Orthoklastafeln ausfüllen, bestehen aus einem schmutzigbraunen Biotit mit Pleochroismus von mittlerer Stärke (braun – gelb); es ist vielleicht möglich, daß sie durch magmatische Umwandlung eines früher vorhandenen Minerals (größerer Biotitkörner, Pyroxen?), das früher dieselben Zwischenräume ausfüllte, entstanden sein könnten. Für den Orthoklas (häufig Karlsbaderzwillinge, aus nur zwei Individuen bestehend) bestimmte Prof. V. M. Goldschmidt α = ca. 1.53, γ = ca. 1.56, $2V$ = 60 bis 70°; Doppelbrechung negativ. Da diese Bestimmung auf einen Gehalt des Hyalophansilikates im Orthoklas deutete, schien eine Analyse des Gesteins von Interesse, um so mehr als die ganz einfache Zusammensetzung auch eine angenäherte Berechnung der Zusammensetzung des Biotits zu ermöglichen schien. Die von A. Rodland ausgeführte Bauschanalyse ergab das folgende Resultat:

SiO_2	51.04	0.8450	0.8529
TiO_2	0.63	0.0079	
ZrO_2	0.06	0.0005	0.0005
Al_2O_3	17.17	0.1683	0.1753
Fe_2O_3	1.12	0.0070	
FeO	6.25	0.0668	0.1735
MnO	0.18	0.0025	
MgO	4.17	0.1042	
CaO	3.00	0.0536	0.0561
BaO	0.48	0.0031	
Na_2O	2.27	0.0366	0.1447
K_2O	10.16	0.1081	
H_2O	(— 0.08)		
	+ 2.12	0.1178	
P_2O_5	0.89	0.0063	
CO_2	0.11	0.0025	
Cl	Spur	—	
F	0.07	0.0037	
S	0.11	0.0034	
	99.91		
H_2O	— 0.08		
	99.83		

Seite 101, Zeile 14 v. o. γ = 1.56, lies 1.536

Diese Analyse, welche somit, wie erwartet wurde, einen recht beträchtlichen Gehalt von BaO zeigte, wurde auf folgende Mineralienzusammensetzung berechnet:

	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	CO_2	F	S	
Orthoklas . . .	27.57	—	—	7.77	—	—	—	—	—	0.48	—	6.86	—	—	—	—	—	42.68
Oligoklas-Albit . .	8.25	—	—	2.78	—	—	—	—	0.38	—	1.27	—	—	—	—	—	—	12.68
Haughtonit . . .	15.22	0.63	0.06	6.62	0.98	6.25	0.18	4.17	1.30	—	1.00	3.30	2.12	—	—	—	—	41.83
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	—	1.14	—	—	—	—	0.89	—	0.08	—	2.11
Eisenkies . . .	—	—	—	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.11	0.21
Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	—	0.14	—	—	—	—	—	0.11	—	—	0.25
O für S und F .	—	—	—	—	0.04	—	—	—	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	0.08
	51.04	0.63	0.06	17.17	1.12	6.25	0.18	4.17	3.00	0.48	2.27	10.16	2.12	0.89	0.11	0.08	0.11	99.84
																		— 0.01 F
																		99.83

Das Gestein sollte nach dieser Berechnung bestehen aus: 55.36 % Feldspäte, 41.83 % Biotit und 2.37 % Apatit etc. Der Biotit muß mehr FeO als MgO enthalten und ist demnach ein *Haughtonit*, etwa von untenstehender Zusammensetzung; zum Vergleich sind die Analysen von zwei schottischen Haughtoniten von Lairg und Portroy nach Heddle (Min. Mag. Vol. III, 1879) angeführt.

	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Summe
Kamperhoug	36.39	1.51	0.14	15.82	2.34	14.94	0.43	9.97	3.11	2.39	7.89	5.07	100.00
Lairg	35.56	—	—	16.69	1.88	18.04	0.69	8.47	2.72	0.11	9.90	5.71	99.77
Portroy	34.08	—	—	17.34	3.61	18.70	0.38	10.54	3.23	1.19	6.78	4.05	99.90

Die prozentischen Zusammensetzungen des *Orthoklases* und des *Oligoklas-Albits* sollten nach der oben angeführten Berechnung die folgenden sein:

	Orthoklas	*Oligoklas-Albit*
SiO_2	64.60	65.06
Al_2O_3	18.20	21.92
CaO	—	3.00
BaO	1.12	—
Na_2O	—	10.02
K_2O	16.08	—
	100.22	100.00

Diese Mischungen entsprechen $95^1/_2$ % Or und $4^1/_2$ % Hyalophan, respektive 85 % Ab und 15 % An. Es ist aber wahrscheinlicher, daß auch im Orthoklas ein wenig der Ab- (und An-) Silikate eingehen, indem die prozentische Menge des Oligoklas-Albit, im Gestein nach dem Befund der Dünnschliffe zu urteilen entschieden geringer zu sein scheint, als die berechnete Prozentmenge 12.68 %. Es verdient auch bemerkt zu werden, daß nach Högbom auch der Orthoklas der Gesteine der Nephelinsyenitgesellschaft auf *Alnö* einen beträchtlichen Hyalophansilikatgehalt (nach der Analyse — l. c. S. 137 —: 1.45 % BaO) führt, wie auch der Orthoklas des Kaiserstuhler Phonolithes (BaO 1.43 %) etc.

Das oben beschriebene Gestein vom Kamperhougtälchen stimmt in *qualitativer* Beziehung seiner Mineralienzusammensetzung nach mit den typischen Glimmerminetten, mit Orthoklas und Biotit als Hauptmineralien; in *quantitativer* Beziehung aber nicht, indem die Minetten melanokrate Gesteine mit vorherrschendem Biotit sind, nicht Gesteine mit vorherrschendem Feldspat. Am nächsten kommt ihm das lamprophyrische Grenzgestein des Granites von Durbach in Schwarzwald, der *Durbachit*, obwohl auch dieser bedeutend mehr melanokrat ist, wie der Vergleich der Analyse desselben zeigt. Eine unverkennbare Verwandtschaft zeigt das Gestein von Kamperhougtälchen ferner auch mit der nach Abzug von $CaCO_3$ auf 100 % berechneten Zusammensetzung des auf der Westseite desselben Tälchens aufsetzenden Ganggesteins von Hollaitpegmatit; diese berechnete Zusammensetzung ist deshalb auch nebenbei zum Vergleich angeführt. Die drei Glieder der Tabelle bilden, wie man sieht, eine Reihe verwandter Typen:

	Kamperit	*Durbachit*	*$CaCO_3$-freier Hollaitpegmatit*
SiO_2	51.04	51.05	41.80
TiO_2	0.63	1.76	1.21
ZrO_2	0.06	—	0.04
Al_2O_3	17.17	14.49	13.94
Fe_2O_3	1.12	4.16	7.39
FeO	6.25 (7.37)	4.37 (8.53)	10.27 (17.66)
MnO	0.18	—	0.38
MgO	4.17	8.16	3.43
CaO	3.00	5.11	7.16
BaO	0.48	—	0.12
Na_2O	2.27	1.85	1.00
K_2O	10.16	7.24	7.67
H_2O	2.12	1.05	1.00
P_2O_5	0.89	—	2.97
CO_2	0.11	—	—
F	0.07	—	0.20
S	0.11	—	1.42
	99.83	99.24	100.00

Das Gestein von Kamperhougtälchen ist ein wohl charakterisierter eigentümlicher »mesokrater« Gesteinstypus, welcher einen besonderen Namen verdient, wofür hiermit die Bezeichnung *Kamperit* für denselben vorgeschlagen wird. Der Kamperit gehört zu den sehr kalireichen (»perpotassischen«) Gesteinen; seine chemische Zusammensetzung erinnert ziemlich nahe an diejenige der Leucitbasalte von Gausberg, Kaiser Wilhelms Land, im Antarktischen Gebiet. (R. Reinisch, Deutsch. Südpol. Exped. II (1) (1906) S. 81).

Während das oben beschriebene feinkörnige, schwarze Orthoklas-Biotitgestein fast frei von Kalkspat ist, kommt unmittelbar zusammen mit demselben auch ein aus denselben Hauptmineralien bestehendes Gestein, das aber gleichzeitig auch einen *vorherrschenden Gehalt an Kalkspat* enthält und außerdem nicht eine feinkörnige, sondern eher eine mittelkörnige Struktur hat.

Dies Gestein zeigte sich u. d. M. zu bestehen aus: *Apatit* (ca. 2 %), *Eisenerz* (ca. 1 %), *Biotit* (ca. 10 %), Pseudomorphosen nach (grünem) *Pyroxen* (ca. 3 %), Muscovitpseudomorphosen nach *Nephelin* (ca. 2 %), *Orthoklas* (ca. 40 %) und schließlich *Kalkspat* (mehr als 40 %).

Der Orthoklas ist sehr frisch und sicher bariumhaltig; er bildet 1 bis 3 Mm. große, ausgezeichnet idiomorphe Krystalle, zum Teil Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz, noch häufiger aber Zwillinge und Drillinge nach dem Bavenogesetz, mit vorherrschender Begrenzung von {010} und {001}, seltener mit Adulartypus mit vorherrschendem Prisma {110} in der Vertikalzone. Neben diesen hübsch idiomorphen Körnern von Orthoklas (*Kryptoperthit*, selten erkennbarem Mikroperthit) finden sich die gewöhnlichen von Chlorit grüngefärbten Nephelinpseudomorphosen nur ganz sparsam und mit schlecht erhaltener Form. Der *Biotit* tritt in recht großen, läppigen Körnern auf, die zum Teil auch die Orthoklaskrystalle einschließen.

Obwohl dies Gestein sich durch den ganz geringen Gehalt von Nephelinpseudomorphosen wie auch durch einen vorherrschenden Gehalt von primärem Kalkspat von der oben beschriebenen Zusammensetzung des Biotit-Juvit-Ganges unterscheidet, halte ich es doch für nicht unwahrscheinlich, daß es mit diesem Ganggestein zusammengestellt werden müsse; es müßte dann als das Erstarrungsprodukt eines Mischmagmas, eines Biotitjuvitmagmas, das hier in der Gangspalte mit Calcitmagma gemischt gewesen wäre, aufgefaßt werden. Daß auch dies Gestein aus dem Kamperhougtälchen aus einem hier durchsetzenden *Gang* stammt, dürfte kaum zweifelhaft sein, und da diese Lokalität genau in der Fortsetzung der wahrscheinlichsten Richtung des weiter SSO auftretenden Biotit-Juvites liegt, spricht dies für den genetischen Zusammenhang, um so mehr als derartige Biotit-Orthoklas-Gesteine (mit mehr oder weniger Nephelin) sonst im Fengebiet äußerst spärlich auftreten.

Dies oben beschriebene an *Kalkspat* reiche Orthoklas-Biotitgestein vom Kamperhougtälchen kam nun aber auch unmittelbar neben dem Kamperit vor und wurde schon an Ort und Stelle als mit diesem zusammenhängend angenommen; es dürfte auch nach der durch die Untersuchung der Dünnschliffe festgestellten Zusammensetzung beider Gesteine nicht zweifelhaft sein, daß sie genetisch verbunden *und einem und demselben Gang zugehörig sind*. Die Zusammensetzung des an Kalkspat reichen Gesteins ist tatsächlich ein Additionsprodukt von m Teilen Kamperit + n Teilen $CaCO_3$ (wo $n > m$ ist). Wenn es erinnert wird, daß auch der nur wenige Meter entfernte Gang von Hollaitpegmatit (siehe weiter unten) auf der anderen Seite des engen Tälchens ebenfalls aus denselben Mineralien: Orthoklas, Biotit und Kalkspat (mit etwas Pyroxen, Spuren von Nephelin etc.) ganz vorherrschend besteht, ist es wahrscheinlich, daß auch mit diesem Gang eine genetische Verwandtschaft besteht. Bei einem anderen auch in der Nähe anstehenden Gang von *Ringitpegmatit* (siehe weiter unten) besteht die Ganggrenze fast ausschließlich aus Ägirin, während in der Gangmitte Kalk-

spat das vorherrschende Mineral ist. Es ist dann möglich, daß in Analogie damit der Kamperit wesentlich die relativ melanokrate kalkspatfreie *Ganggrenze* eines Ganges repräsentiert, deren Gangmitte von dem eben beschriebenen an Kalkspat reichen Orthoklas-Biotitgestein besteht, — *oder* dies Gestein kann eine kalkspatreiche Ganggrenze des Kamperit sein. Da das kalkspatreiche Gestein bedeutend mehr grobkörnig ist, dürfte das erstere dieser Alternative das wahrscheinlichere sein. Das eingesammelte Material erlaubte nicht diese Frage zu lösen.

2. Malignite.

In dem von Reg. A. Daly (l. c.) kurz beschriebenen »*Kruger alcaline body*«, Britisch Columbia, finden sich zusammen mit dem oben erwähnten Nephelinsyenit (Juvit) auch ein mehr melanokrater Nephelinsyenit (»femic nephelinite syenite«), welcher wieder in einen noch mehr basischen, als »*Augit-Biotit-Malignit*« bezeichneten, Typus hinüberführt. »It seems best, therefore, to consider the average rock of the body as a malignite passing into nephelite-syenite«, bemerkt Professor Daly.

Auch im Fengebiet kommen nun *melanokrate* Gesteine vor, bestehend aus *Ägirindiopsid, Nephelin* und *Orthoklas* als Hauptmineralien, und daneben mit *Melanit, Titanit, Apatit, Kies* und *Eisenerz* in untergeordneter Menge, Gesteine die mit den Maligniten identisch oder jedenfalls nahe verwandt sind. *Derartige Gesteine kommen an mehreren Stellen in dem Grenzgebiete zwischen den Randfeniten und den meistens stark umgewandelten Melteigiten und Melteigit-Jacupirangiten südlich von der Strecke Hâtvet—Juvet—Dalen vor.* Der Nephelin in diesen Gesteinen ist *immer* in feinschuppigen Muscovit, und der grüne Pyroxen meistens zu einem Gemenge von Kalkspat, Chlorit etc. pseudomorphosiert, häufig auch mit sekundär gebildetem Biotit, der zum Teil wieder chloritisiert ist, gemischt. Der Orthoklas dieser Gesteine ist aber gewöhnlich sehr frisch und unzersetzt, ebenso wie der Apatit, der Titanit und der Melanit etc.

In einer einzigen mitgebrachten Stufe von dieser Strecke (von einer Stelle zwischen dem Damkjernbach und dem Hâtvetbach, ungefähr 250 M. hinauf südlich von Hâtvet) ist der grüne Pyroxen noch vollständig frisch, während der Nephelin schon in Muscovit pseudomorphosiert ist; der Orthoklas ist in diesem Gestein, wie gewöhnlich, sehr frisch und mit ganz wenig *Albit* imprägniert, und jünger als der Nephelin, der zum Teil als kleine idiomorphe Prismen in größeren Feldern von Orthoklas eingeschlossen ist. Der Orthoklas ist in größerer Menge als der Nephelin vorhanden, das bei weitem vorherrschende Mineral des schwarzen Gesteins

ist aber der wie gewöhnlich in kleinen, roh begrenzten Prismen auskrystallisierte grüne Pyroxen; Titanit und Apatit sind beide reichlich, außerdem ein wenig Kies, Eisenerz und Melanit.

Ein zweites Vorkommen derartiger feinkörniger bis mittelkörniger Malignite findet sich an der Ostseite det kleinen Tales westlich vom Hofe Kamperhoug.

Da diese schwarzen Gesteine makroskopisch den herrschenden gewöhnlichen Melteigiten gleich sind, habe ich leider zu wenig frisches Material für eine zuverlässige chemische Analyse mitgebracht, die die Analogien derselben mit den typischen Maligniten besser erläutern könnte.

Die vorliegenden Beobachtungen genügen aber doch um zu beweisen, — wenn dies auch nicht durch chemische Analysen festgestellt ist, — daß auch im Fengebiete, ebenso wie im Kruger Mountain, aller Wahrscheinlichkeit nach *eine lückenlose Serie von Ägirindiopsid-Maligniten zu Juviten vorhanden ist.* Diese Malignite gehen gewiß bei Abnehmen des Nephelins in *Tveitâsite* (siehe unten) über, ebenso wie die Juvite in Fenite. Sowohl die Malignite als die Juvite spielen aber im Fengebiete in quantitativer Beziehung in Vergleich mit den Melteigiten eine ganz untergeordnete Rolle.

Die Analogien zwischen dem Fengebiet und dem Vorkommen von Maligniten und Juviten in Kruger Mountain beweisen überhaupt eine recht nahe Verwandtschaft der Gesteinsgefolgschaft der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Reihe mit den ebenfalls so häufig an *Melanit* reichen Vorkommen von *Malignit*-Gesteinen (Kruger Mountain in Britisch Columbia, Poobah Lake, Rainy River in Ontario, Lake Borolan in Assynt und Coigach in Ross-shire in Schottland).

Ob die Malignite des Fengebietes ebenso wie die Fenite desselben nun als »Mischgesteine« aufgefaßt werden dürfen, eventuell gebildet durch Einschmelzen von Grundgebirgsgranit durch das Melteigitmagma, ist — gleichwie die Frage einer derartiger Entstehung der Juvite — gewiß zweifelhaft; vielleicht sind sie eher durch Differentiation des Melteigitmagmas gebildet. Ihr Vorkommen eben nahe der Grenzfläche gegen den umgebenden Grundgebingsgranit macht aber auch für die Malignite die Auffassung derselben als Mischgesteine nicht ganz unwahrscheinlich. Für einen Teil der Fenite ist eine derartige Bildung jedenfalls ganz unzweifelhaft.

Ganz feinkörnige schwarze Gang- oder Grenzfaciesgesteine des Fengebietes, welche den oben erwähnten Maligniten entsprechen, sollen unten näher erwähnt werden.

Eine Übersicht der Verwandtschaftsbeziehungen der Gesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Serie und der mit denselben zusammen auftretenden Feldspat (namentlich Orthoklas) führenden Gesteine geht aus folgender Tabelle hervor:

Wesentliche Mineralien-Zusammensetzung	Fast nur Nephelin	Fast nur grüner Pyroxen	Nephelin & grüner Pyroxen	Nephelin & grüner Pyroxen & Feldspäte (wes. Orthoklas)	Feldspäte & grüner Pyroxen	Fast nur Feldspäte
Hyperleukokrate Gesteine	Urtite					Fenite
Leukokrate Gesteine			Ijolithe — Juvite — Fenite			
Melanokrate Gesteine			Melteigite—Malignite—Tveitåsite			
Hypermelanokrate Gesteine		Melteigit-Jacupirangite				

Ganggesteine der Urthit-Ijolith-Melteigit-Serie.

1. Melanit-Mikromelteigite.

An mehreren Stellen im Ijolith-Melteigit-Gebiet von Melteig finden sich ganz feinkörnige schwarze *Gänge* von aschisten Gesteinen des Hauptmagmas, gewöhnlich aus den Mineralien des Hauptgesteins bestehend. In mehreren Fällen sind diese Gesteine auffallend reich an *Melanit*. Die Mächtigkeit dieser Gänge zeigte sich gewöhnlich gering, wenige Centimeter bis einige Decimeter.

In einem großen Block des typischen Ijolithes, dessen Analyse unter No. 3 (S. 18) angeführt ist, fand sich ein derartiger Gang von ungefähr $^1/_4$ Meter Breite. Die Sahlbänder desselben waren an beiden Seiten je 2 bis 3 Cm. breit, und bestanden aus ganz feinkörnigem Gestein fast ohne oder nur mit ganz geringem Gehalt an Melanit; die ungefähr 20 Cm. breite Gangmitte war etwas weniger feinkörnig (mittlere Korngröße ca. 0.5 Mm.) und reich an gleichmäßig verteilten Melanitkörnchen.

U. d. M. zeigt sich das Gestein bestehend aus sehr frischem *Nephelin* in hypidiomorphen Körnchen als vorherrschendem Mineral, daneben aus tiefgrünem *Pyroxen* in kleinen wenig regelmäßigen kurzen Prismen, samt reichlich *Melanit* in tiefbraun durchscheinenden läppigen Körnchen. Als

Übergemengteile *Apatit* und *Titanit* (in den gewöhnlichen idiomorph begrenzten Krystallen) beide nicht sparsam, ferner unregelmäßige Körnchen von *Schwefelkies*, wie gewöhnlich mit Rand und Adernetz von *Magnetit*, beide in geringer Menge. *Kalkspat* tritt in kleinen rundlichen Körnchen auf, in und zwischen Nephelinkörnern, und mit ganz schmaler Umrandung (reaction rim) von *Muscovit* und Spur von *Cancrinit*; eine dünne Ader in einem Präparat zeigt auch sekundären Absatz von Muscovit in geringer Menge. Der *Melanit* scheint nicht ganz einheitlich, indem ein größerer Teil der Körnchen desselben nur ganz wenig durchscheinend sind mit tiefbrauner Farbe, während andere mit hellerer brauner Farbe mehr durchsichtig scheinen.

Eine Analyse der Gangmitte dieses Gesteins durch Herrn A. Rodland gab das folgende Resultat; zum Vergleich ist nebenbei die Analyse Washingtons von einem seiner Beschreibung nach ganz nahe übereinstimmenden Gestein von Magne Cove, Arkansas (l. c. S. 399, und 618) angeführt:

	Melanit-Mikromelteigit Melteig	*Melanit-Melteigit* Magnet Cove
SiO_2	40.60	41.75
TiO_2	2.37	0.58
ZrO_2	0.04	0.05
Al_2O_3	17.77	17.04
Fe_2O_3	5.87	6.35
FeO	4.91	3.41
MnO	0.25	Spur
MgO	2.13	4.71
CaO	13.44	14.57
BaO	0.05	–
Na_2O	7.24	6.17
K_2O	2 80	3.98
H_2O	— (0.06)	(0.28)
	+ 0 34	0.62
P_2O_5	0.65	1.09
CO_2	0.65	—
F	0.05	—
S	0.50	—
	99.72	100.60
	— 0.06	— 0.28
	99.66	100.32

Die Analyse wurde auf folgende Mineralienzusammensetzung berechnet:

	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	CO_2	F	S	
Nephelin	19.74	—	—	15.81	—	—	—	—	0.11	0.05	6.97	2.52	0.28	—	—	—	—	45.48
Muscovit	0.80	—	—	0.63	0.04	0.02	—	0.01	—	—	0.02	0.22	0.06	—	—	—	—	1.80
Pyroxen	13.78	—	—	0.50	0.04	4.56	0.25	2.12	5.07	—	0.25	0.06	—	—	—	—	—	27.23
Melanit	5.68	1.53	0.04	0.83	3.92	—	—	—	6.01	—	—	—	—	—	—	—	—	18.01
Titanit	0.60	0.80	—	—	—	—	—	—	0.56	—	—	—	—	—	—	—	—	1.96
Magnetit	—	—	—	—	0.73	0.33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.06
Eisenkies	—	—	—	—	0.38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.50	0.88
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	—	0.83	—	—	—	—	0.65	—	0.06	—	1.54
Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	—	0.83	—	—	—	—	—	0.65	—	—	1.48
O	—	0.04	—	—	0.16	—	—	—	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	0.23
	40.60	2.37	0.04	17.77	5.87	4.91	0.25	2.13	13.44	0.05	7.24	2.80	0.34	0.65	0.65	0.06	0.06	99.67
																		F — 0.01
																		99.66

Nephelin	45.48	47.28
Muscovit	1.80	
Pyroxen	27.23	45.24
Melanit	18.01	
Titanit	1.96	5.44
Apatit	1.54	
Magnetit und Eisenkies	1.94	
Kalkspat	0.23	

Die prozentische Zusammensetzung der vorherrschenden Mineralien wurde dabei berechnet zu:

	Nephelin	Pyroxen	Melanit
SiO_2	43.40	50.61	31.54
TiO_2 (& ZrO_2)	—	—	6.16
Fe_2O_3	—	—	2.55
Al_2O_3	34.77	1.83	4.61
Fe_2O_3	—	2.34	21.77
FeO	—	16.75	—
MnO	—	0.91	—
MgO	—	7.78	—
CaO (u. BaO)	0.35	18.62	33.37
Na_2O	15.32	0.91	—
K_2O	5.54	0.25	—
H_2O	0.62	—	—
	100.00	100.00	100.00

In chemischer Beziehung geht der Melanit-Mikromelteigit als eine aschiste Mischung recht genau in die Serie der Ijolith-Melteigit-Reihe des Fengebietes hinein, zwischen dem Ijolith (Analyse 3, S. 18) und dem Melteigit (Analyse 4 daselbst).

	Ijolith	*Mikromelteigit*	*Melteigit*
SiO_2	40.50	40.60	39.53
TiO_2	1.94	2.37	3.72
ZrO_2	0.08	0.04	0.05
Al_2O_3	18.95	17.77	13.55
Fe_2O_3	3.53	5.87	4.85
FeO	3.70	4.91	4.85
MnO	0.20	0.25	0.20
MgO	3.46	2.13	3.46
CaO	12.21	13.44	15.84
BaO	0.09	0.05	0.05
Na_2O	8.64	7.24	6.17
K_2O	3.41	2.80	2.55
H_2O	+ (0.14)	(0.06)	0.08
	— 0.30	0.34	0.33
P_2O_5	0.71	0.65	2.08
CO_2	1.66	0.65	1.89
Cl	0.02	—	0.02
F	0.07	0.05	0.18
S	0.13	0.50	0.50
$Ta_2O_5 + Nb_2O_5$	0.70	—	—
	100.44	99.72	99.90

Die chemische Zusammensetzung schließt sich somit namentlich sehr nahe an diejenige des Ijoliths, welcher eben auch von dem Gang durchsetzt wird, so nahe daß die Durchschnittszusammensetzung der analysierten Gangmitte und der nicht analysierten Ganggrenze dem durchsetzten Hauptgestein vielleicht vollkommen entsprechen würde.

Ein Vergleich der berechneten Mineralienzusammensetzung des Hauptgesteins und der Gangmitte zeigt doch recht bedeutende Unterschiede.

	Hauptgestein	Gangmitte
Nephelin (und Derivate)	51.97	47.28
Pyroxen	27.49	27.23
Biotit	5.49	—
Melanit	3.41	18.01
Mikrolith	1.05	—
Titanit	3.00	1.96
Apatit	1.69	1.54
Eisenerz und Kies	3.78	1.94
Kalkspat	2.53	0.23

Die berechneten Mengen von Nephelin, Pyroxen und Apatit sind nicht sehr verschieden; der Unterschied liegt wesentlich in dem bei weiten größeren Gehalt an Melanit in dem Ganggestein, während der Gehalt an Biotit, Titanit und Erze im Hauptgestein größer ist. Wodurch dieser Unterschied verursacht ist, dürfte recht schwierig zu erklären sein um so mehr, weil im Gang selbst die Ganggrenze noch ärmer an Melanit ist als das Hauptgestein.

Ähnliche an Melanit reiche Mikromelteigite finden sich als kleine Gänge in Melteigit an mehreren Stellen in der Umgegend von Melteig, meistens nur in losen Blöcken eingesammelt. In einem derartigen Gestein (nördlich von Tveitåsen gefunden) zeigt sich im Dünnschliff eine kleine durchsetzende Ader von an Biotit ungewöhnlich reichen Biotitijolith.

2. Melteigitpegmatite.

Gänge von pegmatitisch ausgebildetem Melteigit scheinen nicht ganz selten im Melteigitgebiet SSW von Melteig aufzutreten. Ich fand in großen Blöcken verschiedene Typen repräsentiert, durch Melteigit oder Melteigit-Jacupirangit aufsetzend.

1. Dieser ungefähr $^1/_3$ Meter dicke Gang bestand aus einem Melteigitpegmatit mit langen, schlecht begrenzten Prismen von *grünem Pyroxen*,

meistens parallel oder angenähert parallel einander, senkrecht zur Gangfläche angeordnet; die einzelnen Prismen können bis zu 20 bis 30 Cm. lang, etwa 1 bis $1^1/_2$ Cm. dick sein, in der Regel sind sie aber kürzer, in einander eingeflochten. In geringer Menge sind sie parallel verwachsen mit kleinen Schuppen (selten bis 1 Cm. in Diameter) von schwarzem *Biotit* (öfters mit der Basisfläche dem {100} des Pyroxens parallel). Die Zwischenräume zwischen den Pyroxenprismen werden eingenommen von rohen großen Prismen von *Apatit*, sowie von *Titanit*, öfters in großen Körnern poikilitisch durchlöchert von früher auskrystallisiertem Apatit, auch zum Teil eingewachsen in *Melanit*, welcher ebenfalls poikilitisch von Apatit etc. durchlöchert ist. In dem Titanit und dem Melanit eingewachsen sind auch kleine Krystalle und Körner von *Mikrolith*, samt *Eisenkies* und *Magnetit*. Die ordinäre Altersfolge aller dieser Mineralien ist: Apatit, Mikrolith, Magnetit und Eisenkies, Titanit, Melanit, zum Teil sind sie aber auch gleichzeitig krystallisiert. Als in der Hauptsache jüngere Absetzung zwischen den Pyroxenprismen tritt in geringer Menge *Nephelin* auf (vollständig umgewandelt in parallelfaserige oder verworrenfaserige Massen von Muscovit, Cancrinit, Spuren eines Zeolithes, samt mit eingestreuten Körnern von *Epidot*). Als letzte Bildung endlich *Kalkspat*. Die Kalkspatbildung ist doch vollkommen primär, und seine Ausscheidung so früh angefangen, daß er z. T. sowohl mit dem Titanit als mit dem Melanit vollkommen eutektisch mit Mikropegmatitstruktur verwachsen ist.

Die Mengenverhältnisse des Gesteins habe ich geschätzt etwa zu: Pyroxen wenigstens 70 %, Biotit ca. 5 %, Apatit ca. 6 %, Titanit ca. 4 %, Melanit ca. 2 %, Mikrolith, Kies und Magnetit zusammen ca. 2 %, Nephelinpseudomorphosen ca. 7 %, Kalkspat ca. 4 %. Das Gestein ist somit am nächsten *eine pegmatitische Facies eines Melteigit-Jacupirangites oder eines sehr melanokraten Melteigites*.

Es ist in dieser Beziehung von Interesse, daß das Nebengestein ebenfalls ein Melteigit-Jacupirangit ist, von mittlerer Korngröße, aus denselben Mineralien und in ungefähr demselben Mengenverhältnis derselben bestehend.

Der Pyroxen dieser Gesteine ist ganz vorherrschend ein grüner Pyroxen, jedoch nicht mit tiefgrüner, sondern mit hellgrüner Farbe das Licht in Dünnschliffen absorbierend; zum Teil ist er auch rauchfarbig, schwach violettgrau. Die Auslöschung zeigt einen Winkel c : c ungefähr = 45°. Der Pyroxen ist somit sicher arm an Ägirinsilikat, enthält etwas TiO_2 und gewiß auch mehr Al_2O_3 als die Pyroxene der mehr leukokraten Melteigite. Der oben beschriebene Melteigit-Jacupirangitpegmatit bildet deshalb einen Übergang zu den echten Jacupirangiten nach der oben erwähnten Definition von Dr. WASHINGTON.

Die außerordentlich charakteristische Anordnung der langen Pyroxenprismen des oben beschriebenen Melteigit-Jacupirangites einigermaßen parallel einander und senkrecht zu den beiderseits den Gang begrenzenden Wänden der Gangspalte, findet sich genau entsprechend an Gängen von *Barkevikitpegmatit* auf Brandbukampen, Brandbu (Gran), hier in Yamaskit und Hornblendeessexit aufsetzend.

2. Ein zweiter ähnlich zusammengesetzter pegmatitischer Gang der Ijolith-Melteigit-Reihe fand sich in einem großen Block ebenfalls (etwa 250 M.) SSW von Melteig. Die auftretenden Mineralien sind dieselben als an dem eben erwähnten Gang, doch in anderen Mengenverhältnissen und in verschiedener Anordnung. An diesem etwa $^1/_2$ M. mächtigen Gang waren nämlich die stengligen, bis etwa 3 Cm. langen, ca. $^1/_2$ Cm. dicken Pyroxenprismen nicht parallel, sondern *divergentstrahlig* angeordnet, und die grünlichweiße, dichte Zwischenmasse derselben viel reichlicher vorhanden; sie besteht auch hier wesentlich aus Nephelinpseudomorphosen (in Muscovit, Chlorit und Epidot). Kalkspat nur sparsam vorhanden, Apatit Titanit und Melanit alle recht reichlich. Die Zusammensetzung dieses Gesteins entspricht am nächsten wohl einem Ijolith-Melteigit.

3. An mehreren Stellen fand ich in losen Blöcken im Melteiggebiet kleine, nur wenige Cm. bis höchstens ca. 1 Decimeter dicke Gänge, die makroskopisch nur eine reichliche dichte, *hell grünlichweiße Grundmasse mit darin zerstreuten rundlichen bis mehrere Cm. großen pechschwarzen Flecken von Melanit* erkennen ließen.

U. d. M. zeigt sich die Grundmasse zu bestehen aus total umgewandeltem *Nephelin*, pseudomorphosiert in einen Filz von Muscovitschuppen, durchgewebt von grünem Chlorit und mit *reichlich eingestreuten Körnchen von Epidot*, somit dieselben Umwandlungsprodukte wie in dem *Cromaltit* von Assynt (siehe oben S. 74). Zum Teil zeigen diese Pseudomorphosen deutlich die Krystallbegrenzung des Nephelins als idiomorphe Tafeln nach der Basis, in größeren Körnern von *Mikroperthit* eingeschlossen. Der sehr reichlich auftretende *Melanit* zeigt in Dünnschliffen öfters einen fast undurchsichtigen, braunschwarzen Kern (Iivaarit?) von einer hellbraun durchsichtigen Randzone umgeben; er zeigt auch zum Teil Andeutung von idiomorpher Begrenzung nach {101}, und ist öfters durchspickt von dicken Prismen von *Apatit* samt spitzrhombischen Durchschnitten kleiner *Titanit*krystalle, beide in reichlicher Menge. Der grüne *Pyroxen* zeigt sich recht stark zersetzt. *Kalkspat*, sowohl primär als sekundär, ist verhältnismäßig sparsam vorhanden.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins dieser immer kleinen Gänge dürfte am nächsten derjenigen eines umgewandelten an Melanit

ungewöhnlich reichen Ijolithes entsprechen. Das Nebengestein derselben war in einem Fall ein an Melanit reicher, äußerst melanokrater Melteigit-Jacupirangit.

Nahe verwandt mit diesen Ganggesteinen sind kleine, nur ein Paar Cm. dicke Adern, *die fast ausschließlich aus Melanit bestehen*, mit Beimischung von ein wenig Apatit, Titanit, Eisenkies, Kalkspat und geringen Spuren der übrigen Mineralien der oben genannten Gänge.

3. Mikroijolithe (Nephelinittypus).

Südöstlich von der Landstraße zwischen Briskemyr und Holla auf der Grenze des Ackerfeldes gegen den Wald am N.-Abhang von Tveitåsen waren einige Steinhaufen loser Blöcke, die aus dem Ackerfelde ausgepflückt waren, und gewiß zum größten Teil aus unterhalb der dünnen Erddecke anstehendem Felsengrund stammen dürften, aufgeworfen; bei weitem die meisten dieser Blöcke bestanden an 6 verschiedenen Stellen aus *schwarzen, feinkörnigen Gesteinen, Gang- oder Grenzfaciesgesteinen der Ijolith-Melteigitreihe.*

Alle diese feinkörnigen schwarzen Gesteine sind unzweifelhaft nahe verwandt, indem sie nur quantitativ verschiedene Mischungen derselben Hauptmineralien repräsentieren. Sie zeichnen sich in der Regel durch ganz ungewöhnliche Frische aus.

Mehrere dieser Blöcke zeigten sich aus *Melanit-Mikromelteigiten* oder an Melanit armen *Mikromelteigiten* zu bestehen. Andere aus feinkönigen, an Alkalifeldspat (namentlich Orthoklas) mehr oder weniger reichen Gesteinen (*Tveitåsiten* und *Mikromaligniten*), die weiter unten näher erwähnt werden sollen. Schließlich auch aus porphyrisch ausgebildeten Nephelingesteinen, die durch einen geringeren Feldspatgehalt in die eben erwähnten an Feldspat reicheren Gesteine überführen, und am nächsten als *Mikroijolithe* bezeichnet werden können.

Ein derartiges schwarzes feinkörniges Gestein zeigte sich u. d. M. zu bestehen aus einer feinkörnigen Grundmasse von *Nephelin* in nur ca. 0.02 Mm. großen unregelmäßigen Körnchen, mit kleinen, tiefgrünen Körnchen von *Ägirindiopsid* und *Ägirin* samt als einer Mesostasis etwas größeren Körnern von *Orthoklas*; in dieser Grundmasse liegen sparsame Einsprenglinge von *Pyroxen*, in bis 1 Mm. langen Prismen mit Kern von ganz schwach grünlichem Diopsid (c : c ca. 35—40°) und mit tiefgrüner Randzone von Ägirin (c : c = ca. 11°), ferner sehr reichlich und oft dicht beisammen regelmäßig idiomorphe Prismen mit Basis von *Nephelin*, bis 2—3 Mm. groß, in der Regel doch viel kleiner. Akzessorisch *Apatit, Titanit, Melanit* etc. Nach roher Schätzung besteht das Gestein aus etwa:

40 bis 45 % Nephelin als Einsprenglinge 10 % Nephelin in der Grundmasse	. .	50—55 %
Muscovit und Cancrinit nach Nephelin höchstens .		1 »
Pyroxen als Einsprenglinge 7—8 % . . . — in der Grundmasse ca. 22 % . .	. .	30 »
Orthoklas wenigstens		12 »
Apatit . . . . . ca. 2 % Titanit, Melanit, Spur von Mikrolit » 1 »	. .	3 »

Das Gestein ist in anderen Proben reicher an Feldspat und geht dann über in den unten beschriebenen Mikromalignit, in wieder anderen viel ärmer an Feldspat und nähert sich dann gewissen typischen, holokrystallin porphyrischen *Nepheliniten* aus den Vulkanen des afrikanischen Grabens (confr. S. 42).

4. Mikromalignite.

Mit den oben beschriebenen Mikroijolithen nahe verwandt sind verschiedene andere feinkörnige, schwarze Gesteine aus den losen Blöcken der Steinhaufen N. von Tveitåsen. Diese zeigten bei der Untersuchung einer größeren Anzahl Dünnschliffe u. d. M. zum Teil eine schlierige Beschaffenheit. Die meisten dieser Schlieren zeigten sich zu bestehen aus einem feinkörnigen Gemenge von tiefgrünem, pleochroitischen *Pyroxen* mit reichlichem *Nephelin* und etwas weniger reichlichem *Feldspat*, daneben mit recht viel *Kalkspat* und *in ganz geringer Menge Cancrinit* sowie auch noch Spuren von *Biotit*; als akzessorische Mineralien *Titanit* und *Apatit*, beide reichlich, samt nur unbedeutende Mengen von *Schwefelkies*, wie sonst gewöhnlich mit Randzone und Adernetz von *Magnetit*.

In anderen Schlieren desselben Gesteins fanden sich in derselben Stufe dieselben Mineralien, und die meisten dieser auch in ungefähr demselben Mengenverhältnis, nur daß anstatt vielen Nephelins und reichlichen Kalkspats samt einer ganz geringen Menge von Cancrinit, hier umgekehrt ganz *wenig Nephelin*, nur *Spuren von Kalkspat*, dagegen *sehr reichlich Cancrinit*, als Hauptmineral, vorhanden waren.

Da es wohl recht wahrscheinlich sein dürfte, daß diese beiden Mischungen der verschiedenen Schlieren *chemisch* nur wenig verschieden sind, muß man wohl annehmen, daß die beiden Summen von: 1): x Nephelin + y Kalkspat + z Cancrinit und 2): (x—q) Nephelin + (y—r) Kalkspat + (z+s) Cancrinit chemisch ungefähr gleich sein dürften. Eine Berechnung zeigt, daß dabei in der Mischung mit weniger Nephelin gleichzeitig auch etwas mehr Orthoklas gebildet sein dürfte. Die an Cancrinit reicheren Schlieren müßten außerdem einen etwas höheren H_2O-Gehalt zeigen.

Das Gestein ist in beiden Schlieren feinkörnig, mit Korngrößen der einzelnen Mineralien meistens zwischen $^1/_{10}$ und $^1/_2$ Mm. Der Nephelin tritt zum geringen Teil als idiomorphe *porphyrische Einsprenglinge* (kurze Prismen mit Basis) auf, die übrigen Gemengteile sind (abgesehen von kleinen Kryställchen von Titanit und Apatit) wenig idiomorph, so daß die Struktur im ganzen ziemlich allotriomorph ist. In den an Cancrinit *reichen* Schlieren tritt der Cancrinit z. T. als verhältnismäßig große, *poikilitisch durchlöcherte*, an den Kanten unregelmäßig zerfranzte Körner auf, die zahlreiche Körnchen der früher auskrystallisierten Mineralien (Titanit, Pyroxen, auch Nephelin) einschließen. Diese Ausbildung des vollkommen frischen Cancrinits, welche genau in derselben Weise auch in dem weiter unten beschriebenen Tinguait beobachtet wurde, beweist genügend, daß er hier nicht durch sekundäre Umwandlung des Nephelins gebildet, sondern vollkommen primär auskrystallisiert ist. Der grüne Pyroxen zeigt häufig eine stenglig prismatische Ausbildung nach der Vertikalachse, in größeren Körnern etwas zonar gebaut, mit größerem Gehalt des Ägirinsilikates in der Randzone.

Die an Cancrinit reichen Schlieren scheinen nur unbedeutend im Vergleich mit dem Teil des Ganggesteins, in welchem Nephelin und Kalkspat anstatt Cancrinit auftreten; chemisch kann der Unterschied beider Mischungen, wie erwähnt, nur unbedeutend sein. In beiden gehen die Karbonate mit Sicherheit als ursprüngliche Bestandteile ein, indem nicht nur der Cancrinit, sondern auch der Kalkspat als vollkommen primär auskrystallisierte Mineralien auftreten.

Die folgende, von A. Rødland ausgeführte Analyse bezieht sich auf die an Nephelin und Kalkspat reiche, an Cancrinit arme Mischung, was durch Dünnschliffe von 5, an verschiedenen Stellen der zur Analyse benutzten Stufe, geschlagenen, Proben bewiesen wurde.

SiO_2	43·75	0.7243	0.7428
TiO_2	1.48	0.0185	
ZrO_2	0.04	0 0003	
Al_2O_3	15·77	0.1546	0.1895
Fe_2O_3	5·58	0.0349	
FeO	3·77	0 0524	0.0631
MnO	0.25	0.0035	
MgO	0.29	0.0072	
CaO	11.73	0.2095	0.2098
BaO	0.04	0.0003	

Na_2O	7.36	0.1187	0.1631 / 0.1809
K_2O	4.17	0.0444	
H_2O	— 0.13		
	+ 0.32	0.0178	
P_2O_5	1.38	0.0097	
CO_2	3.41	0.0775	
Cl	—		
F	0.11	0.0060	
S	0.27	0.0084	
	99.85		
H_2O	— 0.13		
	99.72		

Diese Analyse schließt sich denjenigen der Ijolithe des Fengebietes nahe an, indem doch der SiO_2-Gehalt, sowie der K_2O-Gehalt wesentlich höher, der MgO-Gehalt wesentlich niedriger ist als es dem Platz zwischen den Gliedern 3 und 4 (S. 18) der Reihe entsprechen sollte.

Ich habe diese Analyse auf die folgende Zusammensetzung berechnet:

Or	16.75	Feldspat 17.69 %	60.17 %
Ab	0.84		
Ba-Feldspatsilikat	0.10		
Nephelin		32.74 »	
Cancrinit		2.31 »	
Kalkspat		7.43 »	
Ägirinsilikat etc.	13.94	Pyroxen 31.20 »	31.71 »
Diopsidsilikat etc.	17.26		
Biotit		0.51 »	
Titanit		3.02 »	7.79 »
Rutil (incl. 0.04 ZrO_2; sekundär)	0.27	1.51 »	
Magnetit	0.75		
Schwefelkies	0.49		
Apatit		3.26 »	
O. . . für S . . .	0.11		0.16 »
O. . . . » F . . .	0.05		
			99.83 %
Na_2O . zu viel berechnet	0.10		— 0.11 »
F . . . » » —	0.01		
			99.72 %

Die bei dieser Berechnung erhaltene durchschnittliche prozentische Zusammensetzung der einzelnen Mineralien wäre die folgende; auffallend ist dabei der sehr niedrige MgO-Gehalt des Pyroxens, welcher aus dem auffallend geringen MgO-Gehalt des Gesteins selbst notwendig folgt:

	Feldspat	Nephelin	Cancrinit	Pyroxen
SiO_2	64.89	45.15	37.41	49.74
Al_2O_3	18.35	34.39	28.11	1.67
Fe_2O_3	—	—	—	14.97
FeO	—	—	—	11.15
MnO	—	—	—	0.80
MgO	—	—	—	0.80
CaO	—	0.61	6.70	14.59
BaO	0.22	—	—	—
Na_2O	0.56	15.70	17.69	5.80
K_2O	15.98	3.45	0.78	0.48
H_2O	—	0.70	3.25	—
CO_2	—	—	6 06	—
	100 00	100.00	100 00	100.00

Feinkörnige dunkelgefärbte Ganggesteine mit wesentlichem CO_2-Gehalt in *primären* Mineralien — entweder in Cancrinit oder in Kalkspat — sind bis jetzt nicht näher bekannt aus der Gefolgschaft der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Serie. Ich war deshalb zuerst dazu geneigt dem betreffenden Gestein aus dem Nordabhang von Tveitåsen einen besonderen neuen Namen zu geben; da aber der Gehalt der CO_2 in diesem Gestein nicht sehr hoch ist, und da dasselbe sonst nur eine feinkörnige Gang- oder Grenzfacies von Nephelin-Orthoklas-Pyroxen-Gesteinen repräsentiert, welche als *Maligmite* bezeichnet sind, ziehe ich es vor, um allzu viele neue Namen zu entgehen, dasselbe als *Mikromalignit* zu bezeichnen.

Gesteine mit einem beträchtlichen Gehalt von *primärem* Cancrinit sind ja, wie bekannt, überhaupt recht selten; am meisten bekannt sind wohl die sogenannten »Cancrinitsyenite«, — ich habe dieselben schon längst[1] als »*Särnaite*« bezeichnet — die aber wesentlich saurere, mehr *leukokrate* Gesteine sind. Der Särnait von Särna Elfdalen, Schweden, zuerst von A. G. Törnebohm beschrieben[2], enthält nach der Analyse von Dr. Mann[3] 51 04 SiO_2, und etwa 1.64 % CO_2 (nach E. Schoult, bei Törnebohm l. c.). Der

[1] Zeitschr. f. Kryst. & Min. Vol. XVI, II, S. 244 (1890).
[2] Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. VI, S. 383.
[3] Neu. Jahrb. f. Min. etc. 1884, II, S. 183.

Särnait von Pyhäkuru, Kuolajärvi, Finnland, enthält nach W. Ramsay und E. T. Nyholm 52.25 % SiO_2 und 1.69 % Co_2 (Analyse von J. G. Sundell[1]).

Von Interesse ist es nun, daß ein derartiger leukokrater Särnait auch aus dem durch das Auftreten von Gesteinen der Ijolith-Reihe schon oben erwähnten Uncompahgre-quadrangle Gebiet erwähnt ist, aus einer Lokalität zwischen Deldorado und Beaver Creck; ein von E. S. Larsen eingesammeltes, von G. Steiger analysiertes Handstück aus dieser Lokalität bestand angeblich aus »microperthite with noteworthy cancrinite and accessory biotite, ægirite, apatite, titanite and iron ore«[2]. Die chemische Analyse ergab einen Gehalt von 56.74 SiO_2 und 1.50 % CO_2.

Mit dem Särnait von Elfdalen zusammen treten *Gänge* eines dichten, schön grün gefärbten Gesteins auf, des altbekannten sogenannten Phonoliths von Elfdalen, der im Anfang des vorigen Jahrhunderts häufig zu kleinen Schmuckgegenständen verschliffen und poliert wurde. Das Gestein sieht vollkommen einem Tinguait ähnlich aus und wurde auch von G. Prior zu dem von mir aufgestellten Typus *Sussexit* der Grorudit-Tinguait-Serie hingeführt; das von ihm analysierte Gestein bestand angeblich aus: »porphyritic crystals of cancrinite, rounded nepheline and prismatic ægirine in a fine-grained groundmass, consisting of minute feldspar needles and a dense mesh of ægirine needles«[3].

Daß alle diese an Cancrinit mehr oder weniger reichen Gesteine eine nahe Verwandtschaft mit unserem oben beschriebenen Gestein zeigen, wird bestätigt durch das Auftreten eines echten Tinguaits auch im Melteig-Gebiet, und namentlich dadurch, daß in diesem Cancrinit genau entsprechend als größere poikilitische Körner auftritt, wie in dem eben beschriebenen Gestein. Der Unterschied der an Cancrinit reichen Schlieren dieses Gesteins von dem Tinguait ebendaselbst und von dem Cancrinit-Sussexit von Elfdalen liegt wesentlich nur in dem gegenseitigen Mengenverhältnis der auftretenden melanokraten und leukokraten Mineralien. Eine Zusammenstellung einiger Analysen der oben erwähnten Gesteine erläutert näher die Verwandtschaft derselben (siehe S. 121).

Ein Vergleich der berechneten prozentischen Mineralienzusammensetzung dieser Gesteine zeigt bedeutende Unterschiede. Von dem Särnait von Kuolajärvi liegt eine Berechnung von Sundell (l. c.) vor; eine Berechnung der Analyse Prior's des Sussexits von Elfdalen auf die von ihm angegebenen Mineralien läßt sich schwierig durchführen, da er H_2O und

[1] Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, No. 1 (1895) und No. 16 (1905).
[2] Bull. of the U. S. Geol. Surv. No. 591, S. 132 (1915).
[3] Min. Mag. Vol. XIII, S. 87 (1900).

CO_2 nicht getrennt bestimmt, sondern nur als Glühverlust angeführt hat; ich habe doch untenstehende annähernde Berechnung versucht, welche jedoch einen Rest von 4.03 $H_2O + CO_2$ liefert, die auf eine bedeutende Zersetzung des Gesteins deuten würde.

	Särnait Uncompahgre (G. Steiger)	Särnait Kuolajärvi (Sundell)	Tinguait Melteig (Rodland)	Sussexit Elfdalen (G Prior)	Mikr.malign. Fengebiet (Rodland)
SiO_2	56.76	52.25	51.70	48.83	43.75
TiO_2	0.40	0.32	0.61	—	1.48
ZrO_2	0.02	Spur	0.10	—	0.04
Al_2O_3	19.32	20.46	19.24	18.71	15.77
Fe_2O_3	2.37	3.82	4.89	4.16	5.58
FeO	1.65	0.68	3.07	1.91	3.77
NiO	—	0.05	—	—	—
MnO	0.07	0.09	0.22	—	0.25
MgO	0.27	0.14	0.65	1.02	0.29
CaO	1.98	2.39	3.64	5.19	11.73
BaO (& SrO)	0.28	0.15	0.06	—	0.04
Na_2O	8.05	10.05	9.19	10.63	7.36
K_2O	5.88	6.18	5.88	3.04	4.17
H_2O	— (0.32)	(0.08)	Spur		(0.13)
	+ 1.12	1.75	0.28	5.52	0.32
CO_2	1.50	1.69	0.32		3.41
P_2O_5	0.03	0.05	0.03	—	1.38
Cl	—	—	Spur	—	—
F	—	—	—	—	0.11
S	0.05	Spur	0.06	—	0.27
SO_3	0.12	—	—	—	—
	100.19	100.15	99.94	99.01	99.85

	Kuolajärvi		*Melteig*		*Elfdalen*		N. v. Tveitåsen *Fengebiet*	
Or	37.13	Feldspat 43.50	25.30	31.33	11.89	25 42	16 75	17.69
Ab (An, Baf)	6.37		6 03		13.53		0 94	
Nephelin	13.21	40.01	33.83	38.97	27.76	42.80	32.74	42.48
Cancrinit	26.80		5.14		15 04		2.31	
Kalkspat							7.43	
Grüner Pyroxen (mit Spur von Biotit)	16.49		28.63		26.79		31.71	
Apatit, Titanit, Eisenerz etc.	—		1.13		—		7.79	

Die Berechnung zeigt eine stetige Abnahme des Gehalts an Feldspäten, ungefähr den gleichen Gesamtgehalt von Nephelin und Cancrinit (respektive Kalkspat), Zunahme des grünen Pyroxens sowie der akzessorischen Bestandteile. Charakteristisch ist für die ganze Reihe der geringe Gehalt an Magnesia.

Der Gesamtgehalt von Feldspäten, Nephelin, Cancrinit und Kalkspat einerseits und von Pyroxen (mit Spur von Biotit) und akzessorischen Mineralien auf der anderen Seite ist bei:

	Kuolajärvi	Melteig	Elfdalen	N. v. Tveitåsen
Leukokrate Min.	83.51	70.30	68.22	60.17
Melanokrate Min. (und akzessorische Min.)	16.49	29.76	26.79	39.50

Das Gestein aus dem N.-Abhang von Tveitåsen ist somit entschieden mehr melanokrat als die übrigen Glieder der Reihe, zeigt aber dennoch trotz seiner schwarzen Gesamtfarbe vorherrschend eine leukokrate Mischung.

Mit den von mir als »Sussexiten« zusammengefafsten Gliedern der Grorudit-Tinguait-Serie kann das Gestein aus der Nähe von Briskemyr nicht zusammengestellt werden. Trotz dem entsprechenden SiO_2-Gehalt unterscheidet es sich von diesen durch den entschieden höheren Gehalt an CaO und den niedrigeren Gehalt an Al_2O_3 (und Na_2O)[1].

Am nächsten ist der beschriebene Mikromalignit aus dem Fengebiete unzweifelhaftmit den Gesteinen des angrenzenden Ijolith-Meltigit-Gebietes von Melteig verwandt, aus deren Magma er als eine feinkörnige Grenz- oder Gangfacies aufgefafst werden mufs; seine chemische Zusammensetzung entspricht am nächsten derjenigen eines ziemlich melanokraten Ijoliths. Ein näherer Vergleich mit den in der Tabelle S. 18 angeführten Analysen der Ijolithe zeigt, dafs der Mikromalignit betreffs des Verhältnisses von $KO_2 : Na_2O$ am nächsten mit dem Biotitijolith übereinstimmt. Dies Verhältnis ist nämlich für die 6 ersten[2] Analysen der Tabelle das folgende:

	$K_2O : Na_2O$
Urtit	5.60 : 13.38 = 0.0596 : 0.2158 = 1 : 3.62
Biotitijolith	4.68 : 9.44 = 0.0498 : 0.1523 = 1 : 3.06
Ijolith	3.64 : 8.64 = 0.0363 : 0.1394 = 1 : 3.84

[1] Confr. W. C. BRØGGER: „Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie". Vid.-Selsk Skrifter. Math.-Nat. Kl. 1894, No. 4, S. 172.

[2] In der 7. Analyse (des Melteigit-Jacupirangits) ist das Verhältnis $KO_2 : Na_2O$ durch vollständige Umwandlung des Nephelins in Muscovit nicht mehr das ursprüngliche.

	K_2O : Na_2O	
Ijolith-Melteigit . . .	2.55 : 6.17 = 0.0271 : 0.0995 =	1 : 3.67
Melteigit	1.86 : 4.75 = 0.0198 : 0.0766 =	1 : 3.87
Melteigit-Jacupirangit .	1.28 : 3.14 = 0.0136 : 0.0506 =	1 : 3.72
	Mittel =	1 : 3.74
Mikromalignit . . .	4.17 : 7.36 = 0.0444 : 0.1189 =	1 : 2.68

Der Mikromalignit ist somit am nächsten wohl als eine Gangfacies eines Biotitijolithmagmas aufzufassen.

Die analysierte Probe des Mikromalignits war (indem der $CaCO_3$-Gehalt als Kalkspat eingeht) nur recht arm an Cancrinit (nach der Berechnung etwa $2^1/_3$ %); es wurde aber oben erwähnt, daß andere Schlieren desselben Gesteins *sehr reich an frischem primärem Cancrinit* waren, weshalb auch ein Vergleich mit anderen an Cancrinit reichen Gesteinen oben versucht wurde.

Es scheint berechtigt anzunehmen, daß mehrere der Vorkommen Cancrinit-reicher Gesteine zu den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe nahe genetische Beziehungen besitzen. Der in Cancrinit gebundene CO_2-Gehalt ist ja unzweifelhaft genetisch zusammenzustellen mit dem $CaCO_3$-Gehalt im primären Kalkspat an verschiedenen Ijolith-Vorkommen, in beiden Fällen auf eine Aufnahme von $CaCO_3$ oder CO_2 im Alkali-Magma durch Einschmelzen oder Auflösen von Kalkkarbonat zu beziehen.

Wenn auch aus den Vorkommen des Särnaits und des Sussexits von Särna und Kuolajärvi bis jetzt keine Ijolithe oder Melteigite gefunden sind, dürften sie deshalb dennoch in einer vergleichenden Übersicht der bekannten Vorkommen von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe *und damit verwandten Gesteinstypen* mit Recht berücksichtigt werden. Diese Auffassung wird bestätigt durch verschiedene Verhältnisse an dem Vorkommen des Särnaits von Kuolajärvi, Finnland, auf welche mir Dr. Pentti Eskola gütigst aufmerksam gemacht hat. J. J. Sederholm beschreibt die Vorkommnisse von Alkaligesteinen in Kuolajärvi in kurzer Zusammenfassung in folgender Weise[1]: »A Kuolajärvi on trouve, dans la gorge de Pyhäkuru à l'W de Vuorijärvi de nombreux filons de *porphyre à néphéline*, qui en quelques endroits a imprégné d'ægirine et d'autres minéraux le granite gneissique environnant. On y a aussi observé la *syénite à cancrinite*, roche rare. Dans

[1] J. J. Sederholm: Les Roches Préquaternaires de la Finlande. Bull. Comm. géol. Finl. No. 28 (1911), S. 3.

le rocher de calcaire dolomitique, appartenant aux formations kaléviennes de la région, sur laquelle est bâti le village de Vuorijärvi, on trouve aussi d'abondantes imprégnations d'ægirine, de néphéline, de biotite, de titanite et surtout de titano-magnetite qui forme de nombreuses enclaves dans le calcaire. Des roches très semblables à l'alnöite typique d'Alnö de Sundsvall se trouvent aussi en blocs erratiques sans doute provenus du même rocher. Il est vraisamblable qu'il y a ici à une assez grande profondeur un massif de syénite à néphéline.« — Sederholm hält das Alter dieser Alkaligesteine von Kuolajärvi, ebenso wie des Ijolithes von Iivaara Kuusamo, für wahrscheinlich »postdévonien«.

In seinem Sammelwerke über die Kalksteine Finnlands[1] publiziert V. Hackmann von dem Kalkstein von Wuorijärvi zwei Analysen, welche zeigen, daß derselbe ein reiner Kalkstein ist, nicht ein dolomitischer, wie beinahe alle anderen Vorkommen in diesem Teil Finnlands. Außer den von Sederholm erwähnten, im Kalkstein auftretenden Mineralien, nennt Hackmann ferner noch: Cancrinit, Albit, Manganophyll, Chlorit, Olivin, Antigorit, Korund, Perowskit und Pyrit.

Diese Erläuterungen sind von hohem Interesse, indem sie zeigen, daß die Alkaligesteine von Kuolajärvi genau wie diejenigen von Alnö und vom Fengebiete den umgebenden Grundgebirgsgranit (oder Gneis) *mit Ägirin und anderen Alkalimineralien imprägniert haben*, und ferner, daß der Kalkstein ein reiner, mit den Mineralien des Nephelingesteins aufgefüllter Kalkstein ist, wahrscheinlich durch ähnliche Bildung die für die Kalksteine von Alnö, vom Fengebiet etc. angenommen werden muß. Wahrscheinlich finden sich in größerer Tiefe im Kuolajärvi-Gebiete nicht nur Nephelinsyenite, sondern auch Ijolithe.

5. Ijolith-Tinguaite.

Etwa 300 Meter SSW von den Häusern am Hofe Melteig fand sich in festem Felsen von Ijolith ein kleiner, ca. 0.1 bis 0.2 Meter dicker, ungefähr SO—NW streichender Gang eines dichten, bis sehr feinkörnigen, grünlichgrauen Gesteins, das sich bei der Untersuchung von Dünnschliffen u. d. M. als ein sehr frischer *Tinguait* herausstellte.

Die Untersuchung der Dünnschliffe zeigte folgende Zusammensetsung des Gesteins.

Nephelin, teils als etwas größere idiomorphe *Einsprenglinge*, mit Prisma und Basis, bis 0.2 Millimeter dick, nicht ganz spärlich, *teils als*

[1] V. Hackmann: Suomen Geologinen Toimisto. Geoteknillisia Tiedonantoja. No. 21 (1919), P. 228.

Hauptmineral der Grundmasse, ebenfals in vollkommen idiomorphen Prismen mit Basis, höchstens 0.02 Mm. dick; der Nephelin ist sowohl in den Einsprenglingen als in der Grundmasse vollkommen frisch, und sehr rein, ohne andere Einschlüsse als feine Ägirinnädelchen. *Feldspat* tritt *teils* auf in sphärolitisch angeordneten Tafeln, *teils* hauptsächlich als unregelmäßig begrenzte, ebenfalls sehr frische farblose Körnchen; in den Tafeln der Sphärolithe sieht man deutlich eine zonare Struktur mit Orthoklasrand. *Cancrinit* tritt sparsam auf in etwas größeren (bis 2 Mm.) unregelmäßigen Körnern, *die poikilitisch durchlöchert sind* von zahlreichen kleinen Nephelinprismen und Ägirinnädelchen; der Cancrinit ist vollkommen frisch und unzweifelhaft ein primäres Mineral, keineswegs durch Umwandlung von Nephelin gebildet. Das einzige Mineral des Gesteins ist *Pyroxen*; als etwas größere (ca. 0.5 Mm. dicke) prismatische Einsprenglinge von *Ägirindiopsid*, z. T. mit Kern von schwach violettgrauem bis ganz schwach grünlich gefärbtem Diopsid, und in der Grundmasse wesentlich als ganz dünne Nädelchen von reinem, stark grün gefärbten *Ägirin*, die etwas größeren doch mit Kern von Ägirindiopsid. Apatit und Schwefelkies nur in Spuren vorhanden.

Poikilitische, in dünne Nadeln sphärolitisch ausstrahlende Körnchen eines stark lichtbrechenden Minerals dürften vielleicht aus einem Zirkonpyroxen (*Rosenbuschit*?) bestehen.

Die Altersfolge der Mineralien ist: Apatit, Ägirindiopsid, Ägirin, Nephelin, Cancrinit, Feltspat. — Die von A. Rodland ausgeführte chemische Analyse des Gesteins gab das folgende Resultat:

SiO_2	51.70	0.8560	0 8636
TiO_2	0.61	0.0076	
ZrO_2	0.10	0.0008	
Al_2O_3	19 24	0.1886	0.2192
Fe_2O_3	4.89	0.0306	
FeO	3.07	0.0426	0.0619
MnO	0.22	0.0031	
MgO	0.65	0.0162	
CaO	3.64	0.0650	0.0654
BaO	0.06	0.0004	
Na_2O	9.19	0.1482	0.2108
K_2O	5.88	0.0626	
H_2O	— Spur		
	+ 0.28	0.0156	
P_2O_5	0.03	0.0002	
CO_2	0.32	0.0073	
Cl	Spur		
S	0.06	0.0019	
	99.94		

Die Analyse läßt sich auf die folgende Mineralienzusammensetzung berechnen:

Ab	4.94		
An	0.94		
Ba-Feldspat . .	0.15	Feldspat 31.33 %	70.05 %
Or	25.30		
Nephelin	33.58 »		
Cancrinit	5.14 »		
Ägirindiopsid . .	11.14		
Ägirin	17.49	Pyroxen	28.63 »
Titanit	0.71 »		
Rosenbuschit	0.48 »		1.36 »
Apatit	0.06 »		
Schwefelkies	0.11		
			100.04 %

Bei dieses Berechnung wurde mit 5.43 Fe_2O_3 anstatt 4.89 % und 2.62 FeO anstatt 3.07 % gerechnet, weshalb von der Summe 0.10 % für O in Fe_2O_3 abgezogen werden muß. Titanit ist in Spuren nachgewiesen. Die Zusammensetzung des mutmaßlichen Zirkonpyroxens ist als Rosenbuschit berechnet.

Bei dieser Berechnung ist für die einzelnen Mineralien die folgende prozentische Zusammensetzung vorausgesetzt:

	Mittl. Zusammens. des Feldspats	Nephelin	Cancrinit	Ägirin-diopsid	Ägirin
SiO_2	65.02	44.52	36.38	47.31	50.66
TiO_2	—	—	—	1.26	0.86
Al_2O_3	18.83	33.80	28 02	4.13	0.68
Fe_2O_3	—	—	—	5.03	27.45
FeO	—	—	—	14.37	5.82
MnO	—	—	—	0.98	0.63
MgO	—	—	—	4.49	0.86
CaO	0.51	0.60	5.83	20.19	2.06
BaO	0.18	—	—	—	—
Na_2O	1.86	16.38	19.07	1.98	10.64
K_2O	13.60	4.46	0.59	0.26	0.34
H_2O	—	0.24	3.89	—	—
CO_2	—	—	6.22	—	—
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Von Interesse ist das Auftreten des Cancrinits als unzweifelhaft primäres Mineral; auch die durchgehends idiomorphe Form des Nephelins, und seine Auskrystallisation jedenfalls in der Hauptsache bevor dem Feldspat ist von Interesse. Überhaupt zeigt die Zusammensetzung dieses Tinguaites mehrere Eigentümlichkeiten, welche gewiß damit zusammenhängen, daß derselbe *aus einem Ijolithmagma, nicht aus einem Nephelinsyenitmagma* stammt; dadurch ist gewiß sowohl der niedrige SiO_2-Gehalt und der verhältnismäßig hohe CaO-Gehalt, als andererseits auch der für ein so basisches Gestein geringe MgO-Gehalt zu erklären. Dies geht auch aus einem Vergleich der chemischen Zusammensetzung des Tinguaites von Melteig mit derjenigen anderer Tinguaite hervor.

In Dr. H. Washingtons großem Werk »Chemical Analyses of Igneous Rocks« 1884—1913 finden sich 56 Analysen verschiedener Tinguaite angeführt. Sieht man ab von Analysen der ganz speciellen Typen mit abweichend hohem K_2O-Gehalt (Leucittinguaiten, Biotittinguaiten), ferner von solchen mit ganz extrem hohem Na_2O-Gehalt (Analcimtinguaiten) und Specialtypen, wie Camptonittinguaiten, Sussexiten, Muniongiten, Ulrichiten und von einigen minderwertigen Analysen, restieren ungefähr 40 Analysen normaler Tinguaite. Bei nicht weniger als 33 derselben ist der SiO_2-Gehalt größer als 52 %, nämlich durchschnittlich nicht weniger als 55.24 %; und gleichzeitig ist (mit 2 Ausnahmen) der CaO-Gehalt derselben kleiner als 3 %, nämlich durchschnittlich 1.62 %. Nur 5 Analysen (Tinguaite von Kordofan, Katzenbuckel im Odenwald, Montreal, Predazzo und Alnö) zeigen gleichzeitig einen CaO-Gehalt von 3 bis 4 % und einen niedrigen SiO_2-Gehalt von ca. 52 % und weniger.

Es ist von Interesse, daß aus diesen fünf Beispielen zwei derselben (Alnö und Katzenbuckel, wozu dann auch das Gestein von Melteig kommt) aus einem Ijolithmagma stammen können. Am nächsten übereinstimmend mit dem Tinguait von Melteig sind die Tinguaite von Kordofan und Alnö, deren Analysen deshalb unten zum Vergleich angeführt sind. Daneben ist auch die Analyse des sogenannten »Nephelinits« von Alnö, welcher von Naima Sahlbom beschrieben wurde, hinzugefügt, da auch dies Gestein unzweifelhaft ein Tinguait ist; dies Gestein bildet nämlich auch einen Gang im Gneis bei Berge, Alnö, etwa 1 Meter mächtig. N. Sahlbom hat die Zusammensetzung des Gesteins berechnet zu: 63.1 Natrolith (nach Nephelin), 8.7 Nephelin, 23.2 Pyroxen (Ägirin und Ägirinaugit), ca. 5 % Orthoklas. Diese Berechnung kann unmöglich richtig sein, da der K_2O-Gehalt dadurch nicht angebracht werden kann. Ich habe dieselbe berechnet zu: 34.43 Natrolith, 19.04 Nephelin, 20.08 Orthoklas, 22.88 Pyroxen, 0.16 Magnetit, 0.23 Apatit, Rest 2.73 H_2O. Der große Rest an H_2O deutet vielleicht

	Kadero, Kordofan (D. Schimpf [1])	Melteig	Alnö (P. Jannash) [2]	Alnö (Naima Sahlbom [4])
SiO_2	52.48	51.70	50.26	49.07
TiO_2	0.66	0.61	0.24	0.64
ZrO_2	—	0.10	0.75 [3]	—
Al_2O_3	19.28	19.24	20.15	19 46
Fe_2O_3	4.00	4.89	3.67	2.30
FeO	2.93	3.07	2.62	3.50
MnO	0.48	0.22	Spur	0.38
MgO	1.34	0.65	1.43	0.60
CaO	4.01	3.64	3.28	3.82
BaO	—	0.06	—	—
Na_2O	8.66	9.19	8.09	9.25
K_2O	4.91	5.88	4.67	4.39
H_2O	— (0.29)	(Spur)	—	5.99
	+ 1.17	0.28	3.85	
P_2O_5	Spur	0.03	0.05	Spur
CO_2	—	0.32	0.96	Spur
Cl	—	Spur	—	—
S	—	0.06	—	—
SO_3	0.80	—	0.16	—
	101.01	99.94	100.18	99.40

an, daß das Umwandlungsprodukt des Nephelins zum großen Teil Hydronephelit sein dürfte. Die Analyse läßt sich nur schwierig berechnen, das Gestein ist aber jedenfalls ein an Orthoklas recht reicher Tinguait, nicht ein Nephelinit.

Derartige SiO_2-arme und an CaO reiche Tinguaite bilden deshalb auch in genetischer Beziehung eine besondere Untergruppe mit einer gewissen Selbständigkeit und verdienen deshalb eine besondere Bezeichnung; ich schlage für dieselben den Namen *Ijolith-Tinguaite* vor.

Die drei oben beschriebenen Gangtypen der Gefolgschaft der Ijolith-Melteigit-Reihe von Melteig bilden, wie die Zusammenstellung der Analysen zeigt, eine Serie, von dem aschisten Melanitmikromelteigit durch den Mikromalignit zu dem Ijolith-Tinguait; der letzte ist aller Wahrscheinlichkeit nach der jüngste der drei verschiedenen Typen:

[1] G. Linck: Neu Jahrb. f. Min. etc. Beil. Band XVII (1903), S. 440.
[2] H. Rosenbusch: Elemente d. Gest. (1898), S. 214.
[3] Seltene Erden und ZrO_2.
[4] Neu. Jahrb. f. Min. etc. 1897, II, S. 97.

	Melanit-Mikromelteigit	Mikro-malignit	*Ijolith-Tinguait*	Ijolith-Tinguait Coigach, Ross-shire
SiO_2	40.60	43.75	51.70	47.8
TiO_2	2.37	1.48	0.61	0.7
ZrO_2	0.04	0.04	0.10	—
Al_2O_3	17.77	15.77	19.24	20.1
Fe_2O_3	5.87	5.58	4.89	6.7
FeO	4.91	3.77	3.07	0.8
MnO	0.25	0.25	0.22	0.5
MgO	2.13	0.29	0.65	1.1
CaO	13.44	11.73	3.64	5.4
BaO	0.05	0.04	0.06	0.8
Na_2O	7.24	7.36	9.19	5.5
K_2O	2.80	4.17	5.88	7.1
H_2O	— (0.06)	(0.11)	(0.005)	2.4 (Glühverl.)
	+ 0.34	0.34	0.28	—
P_2O_5	0.65	1.38	0.03	(? nicht best.)
CO_2	0.65	3.41	0.32	?
Cl	—	—	Spur	—
F	0.05	0.11	—	—
S	0.50	0.27	0.06	SO_3 0.4
	99.72	99.85	99.945	99.3

In dem Coigach Distrikt in W.-Ross-shire, auf der Halbinsel Rhu More, ca. 25 Km. westlich von Lake Borolan entdeckte Mr. Gunn zwei Gänge eines in der Arbeit von Teall und Horne über den Borolanit näher erwähnten Gesteins, bestehend aus *Orthoklas*, *Nephelin*, *Ägirin*, etwas *Biotit* und *Melanit*. Der Nephelin ist nur teilweise frisch, »altered to a substance giving aggregate polarisation« (Muscovit?). Teall hat später dies Ganggestein mit den Tinguaiten verglichen, macht aber ausdrücklich aufmerksam auf den für einen Tinguait abnorm hohen CaO-Gehalt und den hohen K_2O-Gehalt; er meint deshalb, daß dies Ganggestein vielleicht als eine nahezu aschiste Facies dem Nephelinsyenit des Cnoc na Sroine-Gebietes in ähnlicher Weise entsprechen dürfte, als die gewöhnlichen Tinguaite den ordinären Nephelinsyeniten (Geol. Mag. 1902, l. c.). — Die Bauschanalyse von J. Player ist in der ersten Abhandlung von Teall und Horne publiziert; wenn wir erinnern, daß in diesem Gestein der Nephelin nur teilweise frisch, und wahrscheinlich in die gewöhnlichen Muscovitschuppen-Aggregate umgewandelt war, darf man vielleicht davon

ausgehen können, daß im vollkommen frischen Gestein (wie in entsprechenden Gesteinen des Fengebietes) der Gehalt an Na_2O eher höher als an K_2O gewesen sei, also umgekehrt von dem aus der Analyse hervorgehendem Verhältnis. Unter dieser Voraussetzung geht das Gestein vom Coigach ziemlich gut in die oben angeführte Reihe: Melanit-Mikromelteigit, Mikromalignit, Ijolith-Tinguait hinein, zwischen den beiden letzten Gliedern. Ich habe deshalb die Analyse neben derjenigen der Fengesteine zum Vergleich angeführt, zum weiteren Beweis der nahen Beziehungen der betreffenden schottischen und norwegischen Gebiete. (Siehe übrigens oben, am Ende des Abschnitts über »Juvite«).

Sekundäre Umwandlung der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe im Fengebiete.

1. Borolanit-Melteigit.

Wie oben erwähnt publizierten J. Horne und J. J. H. Teall im Jahre 1892 (l. c.) ihre bekannte Abhandlung über den *Borolanit*. Das Gestein besteht nach ihrer Beschreibung aus *Orthoklas* und *Melanit* als Hauptbestandteilen, daneben aus Umwandlungsprodukten von Nephelin, aus *grünem Pyroxen*, etwas Biotit, Titanit und Eisenerz; die Farbe des mittelkörnigen Gesteins ist dunkelgrau mit weißlichen oder rötlichen Flecken, bestehend aus Aggregaten von Orthoklas und einer mit HCl gelatinierenden Substanz. Diese Flecken wurden von den Verfassern als deformierte Pseudomorphosen nach Einsprenglingen von *Leucit* aufgefaßt, analog mit ähnlichen von Derby aus Brasilien beschriebenen »Peudoleuciten«.

Teall charakterisiert dieselben in seiner späteren Abhandlung (l. c. 1902) als »patches one-quarter to three-quarters of an inch across and often polygonal in outline«. Rosenbusch bezeichnete den Borolanit auf Grund der Untersuchung dieser Flecken direkt als »*einen melanitreichen Leucitsyenit*«[1].

Später hat S. J. Shand eine Reihe neuer Untersuchungen über das interessante Gestein und seine Gefolgschaft publiziert[2]. Als Resultat dieser schlägt Shand fest, daß die als »Pseudoleucit-Einsprenglinge« aufgefaßten rundlichen oder ovalen Flecken des Borolanits von Assynt nicht als solche

[1] Mass. Gest. 4. Aufl. II, S. 242 (1907).

[2] J. Shand. „Über Borolanit und die Gesteine des Cnoc na Sroine Massivs in Nord-Schottland". Inaug. Diss. Neu. Jahrb. f. Min. etc. Beil. B. XXII. S. 413—453 (1906). On Borolanite and its associates in Assynt. I. Transact. Edingb. Geol. Soc. Vol. IX Part III. (1909). — II. Ibid. Vol. IX, Part V (1910).

gedeutet werden können. »They are, in fact, isolated, rounded and pseudo-porphyritic masses of original feldspar and nephelite« [1]. SHAND fixierte dann ferner in seiner letzten Abhandlung (aus 1910) näher die Definition des Borolanits und unterschied dort eine Reihe mit demselben verwandter specieller Varietäten seiner Gesteinsgefolgschaft, wie *Ledmorit* (»a melanite-ægiriteaugite-nephelitesyenite«), *Cromaltit* (»a melanite-biotite-pyroxenite«), *Assyntit* (»an ægiriteaugite-feldspathoid-orthoclase dyke rock«). Chemische Analysen einer Anzahl der Gesteine der Borolanit-Gesellschaft von Assynt wurden gleichzeitig von A. GEMMEL publiziert.

Ähnliche Gesteine wie die schottischen Borolanite sind auch aus verschiedenen anderen Gebieten von Ijolithgesteinen und Nephelinsyeniten erwähnt, und zum Teil entsprechend als »Pseudoleucitgesteine« gedeutet, so z. B. die »*Arkite*« WASHINGTONS von Magnet Cove, Arkansas (l. c. 1901), die von N. H. DARTON beschriebenen »*Pseudoleucitporphyre*« von Mineral Hill, South Dakota (l. c., 1905) etc.

Auch im Fengebiet finden sich nun Gesteine, die mit den schottischen Borolaniten verwandt sind. Etwa 120 Meter südlich von den Häusern am Hofe Melteig ist der feste Felsengrund auf einer kleinen Strecke entblößt; er besteht hier aus einem dunklen sehr zähen Gestein, mit zahlreichen durch ausgewitterten Limonitbeschlag bedeckten Spalten. Losgesprengte frische Blöcke zeigen makroskopisch dicht zusammen liegende rundliche oder ovale hell grünlichgraue Flecken, bis 1, selten bis 2 Cm. lang, meistens doch kleiner, durch eine schwarze Grundmasse getrennt, aus welcher dünne Prismen von Pyroxen in die Flecken hineinragen. Von anderen Mineralien sind makroskopisch nur zahlreiche kleine Körner von bronzefarbigem *Magnetkies* zu erkennen.

U. d. M. zeigen sich die Flecken bestehend aus blättrigem *Muscovit*, mit ein wenig *Cancrinit*, samt gesprenkelt durch zahlreiche Körnchen von *Epidot*; es ist ganz unzweifelhaft, daß diese Mineralienmischung durch Zersetzung aus *Nephelin* entstanden ist. Die dunkle Grundmasse zwischen den Flecken zeigt sich u. d. M. zu bestehen aus ganz vorherrschendem *grünem Pyroxen*, in körnigen und stengligen Aggregaten, innig gemengt mit reichlichen großen, unregelmäßigen Körnern oder kleineren idiomorphen Krystallen von *Titanit*, ferner mit *Apatit* in größeren, wenig idiomorphen, oft massenhaft angehäuften Körnern. Ganz sparsam finden sich vereinzelte Flecken von tiefbraunem *Melanit*, durchwachsen mit Titanit und gespickt mit winzigen, spitzigen, länglich pyramidalen Kryställchen von tiefblauem *Anatas*. Die Kiesflecken zeigen sich u. d. M. zu bestehen aus *Magnetkies*,

[1] Die letzte Publikation S. 393.

mit nur Spuren von *Eisenkies* und übrigens teilweise umrandet von und gemengt mit etwas *Magnetit*. *Kalkspat* wird nur sehr sparsam beobachtet.

Der Pyroxen ist in diesem Gestein nicht tiefgrün, wie in den gewöhnlichen Melteigiten, sondern bedeutend heller grün, weniger pleochroitisch (in Querschnitten senkrecht zur c-Achse, hellgrün ⊥ der b-Achse, senkrecht dazu gelblich grün).

Eine von A. Rodland ausgeführte Analyse des Gesteins gab das folgende Resultat:

SiO_2	41.56	0.6897	0.7111
TiO_2	1.71	0.0214	
ZrO_2	0.05	0.0004	
Al_2O_3	12.93	0.1268	0.1482
Fe_2O_3	ca. 3.42	0.0214	
FeO	ca. 7.55	0.1049	0.2253
MnO	0.30	0.0042	
MgO	4.65	0.1162	
CaO	19.06	0.3404	0.3407
BaO	0.05	0.0003	
Na_2O	1.26	0.0203	0.1344
K_2O	3.15	0.0335	
H_2O	— (0.10)		
	+ 1.45	0.0806	
P_2O_5	1.84	0.0130	
CO_2	0.24	0.0055	
Cl	Spur		
F	0.15	0.0079	
S	1.47	0.0459	
	100.94		
O für S = 0.72			
O „ F 0.06	— 0.78		
	100.16		

Die Analyse läßt sich aus verschiedennen Ursachen nur schwierig berechnen. Erstens war die Bestimmung von FeO und Fe_2O_3 (eigentlich 11.81 Fe_2O_3) in Folge des reichlichen Vorkommens von Magnetkies, FeS, ganz unsicher. Zweitens war das Auftreten von Melanit im Gestein sehr unregelmäßig, weshalb selbst eine ungefähre Schätzung der Menge desselben nicht möglich war.

Der große CaO-Gehalt der Analyse war bei dem niedrigen Gehalt an SiO_2 schwierig anzubringen und muß hauptsächlich im Pyroxen stecken; die Berechnung liefert dann aber eine Pyroxenzusammensetzung mit einem CaO-Gehalt von ca. 27 %, der wohl wahrscheinlich bedeutend zu hoch sein dürfte. Die unten angeführte Berechnung der Analyse ist deshalb kaum als sehr genau anzusehen.

Muscovit	25.22		
Cancrinit	5.05	32.78 %	
Epidot	2.51		
Pyroxen		51.93 »	
Titanit	3.75		
Melanit	0.90	4.80	
Anatas	0.15		
Magnetit	1.64		15.45 »
Eisenkies	0.18	5.59	
Magnetkies	3.77		
Apatit	4.36		
Kalkspat	0.70		
		100.16	
Rest in der Analyse	H_2O	+ 0.38	
Zu viel berechnet	CO_2 0.37, F 0.01	— 0.38	

Die prozentische Zusammensetzung des Pyroxens wäre dabei die folgende: SiO_2 50.41, Al_2O_3 2.71, Fe_2O_3 2.68, FeO 7.41, MnO 0.58, MgO 8.76, CaO 26.98, Na_2O 0.39, K_2O 0.08 = 100.00 %.

Die Analyse und die Berechnung derselben zeigt sofort, daß dies Gestein nur ein etwas umgewandelter Melteigit ist, dessen Nephelin in Muscovit (mit etwas Cancrinit und Epidot) pseudomorphosiert ist. Es ist unzweifelhaft, daß die rundlichen an »Pseudoleucit« erinnernden Flecken nicht aus Leucit, sondern aus Nephelin entstanden sind.

Nachdem die oben angeführte Analyse ausgeführt war, gelang es bei einem späteren Besuch auf dem Vorkommen des Gesteins auch eine Stufe zu finden, welche an der verwitterten Oberfläche die rektangulären Durchschnitte der ursprünglichen Nephelinkrystalle deutlich erkennen ließ, während die frische Bruchfläche derselben die gewöhnlichen hellen rundlichen Flecken zeigt (siehe die nach Photographien dargestellten Tafeln hinten im Buche).

In dem ursprünglichen Gestein haben die Nephelinkörner deshalb wenigstens zum Teil eine idiomorphe Krystallbegrenzung (von Prisma und

Basis) gehabt; durch die Umwandlung wurden diese aber zum Teil verschwommen und undeutlich.

Die oben mitgeteilte Analyse zeigt, daß der Borolanit ähnliche Melteigit von Melteig ärmer an SiO_2 und bedeutend mehr melanokrat ist als die zuerst beschriebenen typischen schottischen Borolanite. Am nächsten kommt er dem von Shand analysierten Borolanit von Cnoc na Sroine (Neu. Jahrb. f. Min. l. c. S. 441) und dem von Gemmel analysierten, von Shand sogenannten Borolant-Granulit von Aultivullin. Beide diese Gesteine sind doch reicher an Al_2O_3 und Alkalien, und namentlich an K_2O, als das norwegische Gestein, und ebenso entsprechend ärmer an CaO. Sie entsprechen deshalb näher mit K_2O (sekundär) angereicherten *Ijolithen*, während das norwegische Gestein ein umgewandelter *Melteigit* ist, wie aus der folgenden Analysentabelle hervorgeht:

	Borolanit-Melteigit	*Melteigit*	*Borolanit-Granulit*	*Borolanit*
	Melteig	Melteig	Aultivullin	Cnoc na Sroine
SiO_2	41.56	40.64	43.22	44.85
TiO_2	1.71	2.24	2.72	
ZrO_2	0.05	0.10	—	17.10
Al_2O_3	12.93	10.58	15.14	
Fe_2O_3	ca. 3.42	4.18	9.57	10.06
FeO	ca. 7.55	4.18	2.62	2.71
MnO	0.30	0.28	—	Spur
MgO	4.65	6.47	3.33	0.39
CaO	19.06	19.91	14.35	14.00
BaO	0.05	0.11	—	—
Na_2O	1.26	4.75	2.94	1.67
K_2O	3.15	1.86	7.18	6.92
H_2O	— (0.10)	(0.14)	—	1.66
	+ 1.45	0.27	—	
P_2O_5	1.84	1.91	—	Spur
CO_2	0.24	2.08	—	—
Cl	Spur	0.03	—	—
F	0.15	0.12	—	—
S	1.47	0.05	—	—
	100.94	99.90	101.07	99.36

Wie der Vergleich mit der Analyse des Melteigits zeigt, ist der Unterschied von dieser lediglich das Vorherrschen von Na_2O im gewöhnlichen Melteigit, während in dem Borolanit ähnlichen Gestein das K_2O

unter den Alkalien vorherrscht. Dieses Vorherrschen des K_2O bezieht sich, wie oben erwähnt, auf die vollständige Umwandlung des Nephelins in *Muscovit* (mit untergeordneter Beimischung von ein wenig Cancrinit und Epidot).

Diese *Muscovitisierung* des Nephelins der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe ist nun keineswegs auf das oben beschriebene Borolanit ähnliche Gestein beschränkt, *spielt aber außerhalb des sackförmigen Vorkommens der Ijolith-Melteigitgesteine SSW von Melteig sonst im ganzen Fengebiet eine sehr hervortretende Rolle.* Innerhalb des Sackes von Melteig sind, wie oben erwähnt, sämtliche Gesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Serie sonst ungewöhnlich frisch und zeigen keine nennenswerte sekundäre Umwandlung; die teilweise Umwandlung des Nephelins in *Cancrinit* (mit ein wenig Muscovit), namentlich an der Grenze gegen den zuletzt auskrystallisierten Kalkspat, gehört nämlich schon der letzten magmatischen Phase der Gesteinserstarrung und ist keineswegs als eine rein sekundäre Umwandlung aufzufassen.

Anders verhält sich die oben erwähnte Muscovitisierung des Nephelins im Borolanit-Melteigit und entsprechend dieser *auch sonst fast überall im Fengebiet außerhalb des Sackes von Melteig.* Diese Umwandlung muß offenbar auf, *nach* der vollständigen Erstarrung der Ijolith-Melteigit-Gesteine von außen zugeführten Lösungen zu beziehen sein, und zwar *K_2O-reiche wässerige Thermallösungen*, die den Nephelin wesentlich in Muscovit pseudomorphosiert haben.

Die Pseudomorphosierung des Nephelins in Muscovit ist auch früher aus ziemlich vielen Vorkommnissen (Pouzac, Ditro, Montreal, Litchfield, Grönland, Langesundsfjord, Madagaskar[1] etc.) bekannt und unter verschiedenen Namen beschrieben (der sogenannte *Liebenerit* von Predazzo, der *Gieseckit* von Grönland etc.). In meiner ausführlichen Beschreibung dieser Umwandlung aus den Vorkommnissen am Langesundsfjord (Z. K. Vol. XVI, II, S. 236–238) suchte ich dieselbe als eine »in einiger Tiefe bei niedrigerer Temperatur als bei der Zeolithbildung, obwohl bei höherer als der

[1] In seiner großen Monographie der Alkaligesteine der petrographischen Provinz von Ampasindava, Madagaskar (Deuxième Mem., Nouv. Arch. d. Mus. Ser. IV, Vol. V, S. 188) erwähnt A. Lacroix die Umwandlung des Nephelins in Muscovit bei dort vorkommenden Nephelinsyeniten in folgender Weise: „D'une façon presque constante, la néphéline est decomposée et transformée en muscovite secondaire. L'automorphisme ou le xenomorphisme de la néphéline apparaissent d'une façon remarquablement nette, grace à la présence de ces produits de décomposition, dont un exemple est representé par la figure 11 de la planche 14". Diese Figur entspricht genau der entsprechenden Umwandlung des Nephelins in den Gesteinen des Fengebietes.

gewöhnlichen Temperatur stattgefundene sekuläre Umwandlung« aufzufassen. Diese Auffassung scheint mir auch durch die Beobachtungen aus dem Fengebiete bestätigt.

2. Muscovit-Biotit-Calcitfelse, Biotit-Calcitfelse, Chlorit-Calcitfelse.

Unzersetzte, frische Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe finden sich außer in dem sackförmigen Gebiete SSW von Melteig namentlich auch noch am Boden des kleinen Bachtales ca. 200 Meter östlich vom Hofe Melteig.

In dem großen Gebiet hier gehöriger dunkler Gesteine östlich von diesem Bachtal bis zum Hofe Hâtvet, sowie nördlich von den Hâtvethöfen, und ferner östlich vom Hâtvetbach zwischen Juvet und Dalen, ferner an den verschiedenen Vorkommen westlich von Tufte und am Ufer von Nordsjö im nördlichsten Teil des Fengebietes *finden sich nur an ganz wenigen Stellen derartige frische, nicht umgewandelte Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe, wie diejenigen der näheren Umgebung von Melteig, dagegen fast nur mehr oder weniger durchgreifend umgewandelte Derivate derselben.*

Diese Umwandlung scheint durchgehends zuerst den *Nephelin* angegriffen zu haben, und dies zwar schon in der spätmagmatischen Phase, als der CO_2-reiche Rest des Magmas noch nicht völlig erstarrt war. Die Umwandlung des Nephelins hat dann angefangen mit Bildung von *Cancrinit*, gewöhnlich mit feinschuppigem *Muscovit* gemischt; eine Umwandlung in *Zeolithe* (Hydronephelit) scheint viel seltener stattgefunden zu haben und wurde nur in wenigen Proben vorgefunden.

Bei fortgesetzter Umwandlung ist der Cancrinit verschwunden, und der Nephelin (wie der Cancrinit) ist nach und nach vollständig in bald ganz feinschuppigen, bald mehr grobschuppigen *Muscovit* umgewandelt, in der Regel gemischt mit ein wenig *Chlorit* zwischen den Muscovitschuppen, was der ganzen Pseudomorphose schließlich eine hellgrüne bis dunkler grüne Farbe verliehen hat. Die Anordnung der Schuppen des Muscovits ist zum großen Teil parallel entweder der Vertikalachse oder der Basis der prismatischen oder tafelförmigen Krystalle des Muscovits; welche von diesen Anordnungen vorherrcht, läßt sich nicht sicher entscheiden, obwohl die erstere öfters festgestellt wurde. Häufig ist der Schuppenfilz des Muscovits und Chlorits auch mit winzigen Körnchen von *Epidot* gespickt, nur selten und nur bei sehr durchgreifender Umwandlung des ganzen Gesteins auch mit *Kalkspat* infiltriert.

Die Umwandlung des Nephelins in derartige farblose oder grünliche Muscovitpseudomorphosen ist häufig fast abgeschlossen gewesen, ehe die übrigen Gesteinsgemengteile nennenswert angegriffen wurden. Die Um-

wandlung des *Pyroxens* scheint zuerst mit einem Durchsetzen desselben von zahlreichen netzartigen Spalten und Sprüngen angefangen, längs welchen dann die cirkulierenden Lösungen eingedrungen sind; zum Teil haben sich dann dabei kleine Schuppen von *Biotit* im Pyroxen gebildet, oft in orientierter Verwachsung als sehr frühe, spätmagmatische Paramorphosenbildung, dann wohl auch noch nachträglich fortgesetzt, wobei der Biotit später in *Chlorit* umgewandelt wird.

Die Umwandlung scheint nun nach verschiedenen Linien fortgesetzt zu haben, indem die intensive Chlorit-(Biotit-)Bildung teils von reichlichem Absatz von *Kalkspat*, teils von vorherrschender Neubildung von *Quarz* begleitet ist; als Endprodukte der Umwandlung entstehen somit einerseits *Chlorit-Calcitfelse*, auf der anderen Seite *Chlorit-Quarzfelse*.

a. *Biotit-Calcitfelse. Chlorit-Calcitfelse.*

Bei der Umwandlung in Muscovit-Biotit-Calcitfelse hat die Biotit- und Kalkspatbildung (zum Teil unter Ausscheidung von Magnetitkörnchen), wie es scheint unter stetiger Vergrößerung der Biotitschuppen, wie der Kalkspatkörner, fortgesetzt vielleicht unter allmählicher Umkrystallisation derselben. Der Pyroxen, auf dessen Kosten sie gebildet sind, verschwindet dabei nach und nach mehr und mehr, indem doch anfänglich nicht nur zahreiche *Kernreste* von frischem Mineral öfters zwischem dem Maschennetz der Neubildungen übrig sind, sondern auch die *Umrisse* der größeren Krystalle zum Teil noch lange deutlich erkennbar sind.

Offenbar ist nun bei dieser durchgreifenden Umwandlung nicht nur der hohe CaO-(und MgO-)Gehalt des Pyroxens selbst durch die CO_2-haltigen Lösungen in Karbonate umgesetzt, sondern es hat auch noch dazu eine Zufuhr von $CaCO_3$ stattgefunden.

Schließlich sind auch die Kernreste und die erkennbaren Umrisse der früheren Pyroxenkörner verschwunden, es haben sich nach und nach zahlreiche Häufen von größeren und kleineren *Biotittafeln* gebildet, mit reichlichem, feinkörnigem oder etwas gröber körnigem Kalkspat gemengt. Häufig sind dann noch die Muscovitpseudomorphosen nach Nephelin deutlich durch ihre Formen erkennbar, und man erhält somit als Endprodukt Gesteine hauptsächlich bestehend aus *Biotit, Kalkspat und Muscovit (mit Chlorit), mit Körnchen und Staub von Magnetit, ein wenig Eisenkies, und als ziemlich unveränderte Reste der primären Mineralien Apatit und Titanit*, beide oft reichlich bis sehr reichlich, indem auffallender Weise diese beiden Mineralien durch die ganze Umwandlungsphase zum Teil nur ganz geringe Änderungen erlitten haben. Der *Melanit* scheint dagegen durchgehends

verschwunden, wie der kalkreiche Pyroxen karbonatisiert, unter Ausscheidung von Titanverbindungen.

Das Verhältnis zwischen Biotit-Kalkspat einerseits und Muscovit Chlorit andererseits ist sehr verschieden *und ist wohl jedenfalls wesentlich abhängig gewesen von dem ursprünglichen Verhältnis zwischen Nephelin und Pyroxen,*— Nephelin vorherrschend im Ijolith, Pyroxen im Melteigit. *Da die melanokraten Melteigite* (und Melteigit-Jacupirangite) offenbar auf der grofsen Strecke um die Håtvethöfe herum und weiter in östlicher Richtung bis Dalen etc., sowie auch im nördlichen Teil des Gebietes *vorherrschend gewesen sein dürften,* folgt hieraus, dafs *in den meisten Umwandlungsgesteinen derselben die Biotit-Kalkspatbildung ganz vorherrschend den Endprodukten der Umwandlung ihren Charakter verleiht.*

Bei weiterer Umwandlung ist nun wieder auch der Biotit nicht mehr unverändert erhalten; er ist zuerst grünlich abgefärbt, die Blätter sind aufgespaltet, bisweilen unter Absetzen von feinen eingekeilten farblosen Quarzlamellen; schliefslich ist er in grünen *Chlorit* umgewandelt unter Ausscheiden der TiO_2 desselben, bisweilen als *Titanit*, bisweilen als *Rutil*, am häufigsten wohl als winzige Körnchen von *Anatas*; gleichzeitig sind auch sekundäre staubfeine Körnchen von *Magnetit* ausgeschieden und bisweilen sind diese neugebildeten Chloritpseudomorphosen auch von Kalkspat imprägniert. Zum Teil ist nun auch während dieser reichlichen Chloritbildung Chlorit abgesetzt zwischen den übrigen Umwandlungsprodukten, die älteren primären Körnchen von *Titanit* sind nach Spalten auseinander gesprengt, und gleichzeitig sind auch hier und da aus den aufgelösten Alkalien kleine Tafeln von *Albit* als Neubildungen abgesetzt.

Diese Albitbildung welche auch, wohl auf Kosten des Na_2O des Nephelins und des Ägirindiopsids, zum Teil schon auf einem früheren Stadium der Umwandlung angefangen hatte, ist namentlich in den am meisten umgewandelten Proben sehr verbreitet, findet sich aber auch recht allgemein in den frischeren Biotit Calcitfelsen.

Die Muscovitschuppenpseudomorphosen nach Nephelin sind während dieser fortgesetzten Umwandlung mit reichlichem Chloritabsatz etc. selbstverständlich auch nicht unberührt geblieben. Erstens ist Chlorit zwischen den Muscovitschuppen selbst offenbar in reichlicher Menge abgesetzt, dann sind sie auch durch die infiltrierenden Lösungen selbst angegriffen, ihre Umrisse werden mehr und mehr zackig verschwommen, nicht wie früher scharf geradlinig, und schliefslich ist es nur mit Schwierigkeit, dafs man in den vereinzelten verschwommenen Flecken noch immer die Reste des früheren Nephelins erkennen kann, namentlich dann in Gesteinen, wo der

Nephelin ursprünglich nur als in geringer Menge auftretende Zwischenmasse zwischen den Pyroxenaggregaten vorhanden gewesen war.

Als sehr seltenes akzessorisches Mineral wurden in zwei Dünnschliffen auch ein Paar ganz kleine *Zirkon*krystalle beobachtet; sie sind unzweifelhaft (wie die Krystalle von Titanit und Apatit) unveränderte Reste des ursprünglichen Gesteins. Das primäre (wohl TiO_2 haltende) Eisenerz zeigte sich in mehreren Fällen zu grauweißen Massen von *Leukoxen* umgewandelt.

Derartige *Biotit-Calcitfelse* (respektive *Calcit-Biotitfelse*) samt *Chlorit-Calcitfelse* (respektive *Calcit-Chloritfelse*) mit ihrem vorherrschenden Gehalt von *Biotit* und *Kalkspat* (respektive *Chlorit* und *Kalkspat*) samt übrigens mit mehr oder weniger reichlichem Gehalt von *Apatit* und *Titanit*, von *Eisenerz* und *Kies*, sowie häufig von neugebildetem *Albit* und recht häufig sekundär ausgeschiedenen winzigen Kryställchen von *Anatas* oder *Rutil*, habe ich von mehr als 30 verschiedenen Lokalitäten des Fengebietes untersucht: Von der Nordgrenze des Gebietes, von Torsnesodden, von beiden Seiten der Torsnesbucht, von beiden Seiten der Sövebucht, aus dem Sövebachtal und O. von Hydros Steinbruch; ferner aus mehreren Stellen unterhalb dem steilen Abhang der Kalkwände NW von Tufte, und am westlichsten Hofe von Tufte, weiter westlich auch aus den Felswänden an der Landstraße westlich von Söve; ferner aus der O.-Seite von Rödhoug. Dann auch aus einer Anzahl Lokalitäten zwischen Hätvet und Vibeto und weiter östlich längs der Südgrenze des Fengebietes.

Überall haben diese Endprodukte der Umwandlung der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe denselben Charakter als *schwarze*, feinkörnige, bisweilen von den Biotitschuppen feinschimmernde Gesteine; seltener sind sie von gröberem Korn, mittelkörnig bis grobmittelkörnig. Wenn der Biotit stark chloritisiert ist, ist die Farbe des Gesteins dem entsprechend auch deutlich dunkel *grünlichschwarz*.

Auch von Zwischenstufen der Umwandlung wurde eine große Anzahl von Proben in Dünnschliffen u. d. M. untersucht, die meisten von der Strecke zwischen Melteig und Hätvet, samt zwischen Hätvet und Dalen. Durch den Vergleich eines derartigen großen Materials von Dünnschliffen ließ sich schließlich das sukzessive Fortschreiten der Umwandlung in seinen nach einander folgenden Stadien auf Schritt und Tritt verfolgen, so wie es oben in kurzer Zusammenfassung beschrieben wurde.

Um auch eine Vorstellung von der *chemischen* Änderung der Zusammensetzung des ursprünglichen Gesteins durch die Umwandlung zu erreichen, wurde die folgende Analyse (von A. Rødland) ausgeführt; dieselbe bezieht sich auf ein feinkörniges, grünlichschwarzes Gestein von einer Stelle am Wege von Vibetodalen bis Damkjern. U. d. M. sieht man, daß

die Muscovitpseudomorphosen nach dem *Nephelin* recht reichlich vorhanden sind; die *Pyroxen*körner sind durch reichlich erhaltene Kernreste frischen Minerals noch gut erkennbar, obwohl die größte Masse derselben in Kalkspat, Biotit, Chlorit (z. T. Serpentin?) und Magnetitkörnchen samt äußerst winzige Körnchen von Anatas zersetzt ist. *Titanit* ist sehr reichlich, *Apatit* weniger reichlich; ebenso ein wenig *Kies* und ursprüngliches *Eisenerz*. Außerdem finden sich kleine Tafeln von *Albit*; neugebildeter *Quarz* in Adern ist möglicher Weise im Analysenmaterial mitgekommen. Die Untersuchung mehrerer Dünnschliffe des Gesteins zeigte somit, daß das ursprüngliche Gestein wahrscheinlich ein recht melanokrater Melteigit gewesen war; zum Vergleich ist deshalb die Analyse eines solchen nebenbei angeführt (II in der folgenden Tabelle).

	I	II
	Muscovit-Biotit(Chlorit)-Calcitfels	Melteigit (No. 5, S. 18)
SiO_2	36.83	40.64
TiO_2	3.25	2.24
ZrO_2	0.02	0.10
Al_2O_3	9.31	10.58
Fe_2O_3	3.71	4.18
FeO	7.07	4.18
MnO	0.25	0.28
MgO	8.92	6.47
CaO	15.26	19.91
BaO	0.05	0.11
Na_2O	0.23	4.75
K_2O	2.47	1.86
H_2O	$\begin{cases} -\ 0.26 \\ +\ 1.10 \end{cases}$	(0.14) 0.27
P_2O_5	0.64	1.91
CO_2	10.20	2.08
Cl	—	0.03
F	0.05	0.12
S	0.23	0.05
	99.85	99.90

Eine einigermaßen genaue Berechnung der Mineralienzusammensetzung des Gesteins ließ sich nicht erreichen, besonders weil für die Ausführung der CO_2-Bestimmung der nötige Apparat, da die Analyse ausgeführt wurde, sich nicht schaffen ließ; die Bestimmung der CO_2 hat deshalb wahr-

scheinlich ein um ca 2.5 % zu hohes, die H_2O-Bestimmung ein entsprechend zu niedriges Resultat gegeben. Ebenfalls ist der Na_2O-Gehalt wahrscheinlich wenigstens $^1/_2$ % zu niedrig gefunden. Eine von diesen Voraussetzungen ausgehende Berechnung hat das folgende, gewifs kaum angenähert richtige Resultat gegeben:

Muscovit	ca $17^1/_3$ %		
Albit	» $6^1/_2$ »		ca. $23^5/_6$ %
Kernreste von frischem Pyroxen	» $23^1/_4$ »		
Biotit	ca. 5 %		
Chlorit	» $17^1/_2$ »	» $25^1/_2$ »	» $48^3/_4$ »
Quarz	» 3 »		
Titanit	» $6^1/_3$ »		
Apatit	» $1^1/_2$ »		
Eisenerz (primär und sekundär)	» $2^1/_2$ »		» $10^5/_6$ »
Eisenkies	» $^1/_2$ »		
Karbonate:			
$CaCO_3$	» $13^1/_4$ »		
$MgCO_3$	» $2^2/_3$ »		» $17^1/_4$ »
$FeCO_3$	» $1^1/_3$ »		
			ca. $100^2/_3$ %

Das am meisten auffallende Verhältnis bei der Umwandlung, durch welche aus dem Melteigit zuerst Gesteine wie der oben beschriebene Borolanit-Melteigit, dann bei dem weiteren Verlauf Gesteine wie der eben besprochene Muscovit-Biotit(Chlorit)-Calcitfels resultierten, ist in chemischer Beziehung *der Austausch von Na_2O mit K_2O als herrschendes Alkali.* Die Lösungen, die den Nephelin in Muscovit umgewandelt haben, müssen K_2O zugeführt und Na_2O weggeführt haben Und da in den Biotit(Chlorit)-Calcitfelsen der Apatit gewöhnlich in reichlicher Menge erhalten ist, müssen diese Lösungen, die H_2O und CO_2 zugeführt haben, *wässerige alkalische Karbonatlösungen* gewesen sein. Der zugeführte K_2O-Gehalt dürfte wohl wahrscheinlich wesentlich durch Auflösung des Biotits und des Kalifeldspats im angrenzenden Grundgebirgsgranit geschaffen sein, indem bei diesem Umwandlungsprozefs der Granitit gleichzeitig mit zugeführten Na_2O-Silikaten (Ägirin, Albit) angereichert wurde; diese gleichzeitige Umwandlung des Granites (in »Fenit«) unter Austauschen von K_2O- mit Na_2O-Verbindungen ist weiter unten näher erwähnt.

Schon die Untersuchung der Dünnschliffe des oben besprochenen analysierten Muscovit-Biotit(Chlorit)-Calcitfelses zeigte, dafs dies Gestein nur ein *Zwischenstadium,* bei weitem nicht ein Endstadium der Umwandlung

des Melteigits repräsentiert, was namentlich daraus hervorgeht, daß noch bedeutende frische Kernreste des Pyroxens erhalten waren.

Daß ein Gestein, wie der analysierte Biotit(Chlorit)-Calcitfels mit seinen Nephelinpseudomorphosen und seinen noch frischen Kernresten von Pyroxen aus einem Melteigit durch *sukzessive Umwandlung (mittels warmer Thermallösungen)* hervorgegangen ist, läßt sich ganz unzweifelhaft nachweisen. Dasselbe gilt gewiß auch für eine große Anzahl der feinkörnigen schwarzen Biotit-Calcitfelse, respektive Chlorit-Calcitfelse, bei welchen derartige sicher bestimmbare Reste oder Pseudomorphosen der ursprünglichen Hauptmineralien (Nephelin und Pyroxen) nicht mehr direkt nachweisbar sind, und bei welchen infolge der *wiederholten Umkrystallisation* des festen Gesteins auch jede Spur der ursprünglichen Struktur verschwunden ist.

Indessen ist für einen Teil dieser Gesteine nicht ausgeschlossen, daß sie auch in einer etwas verschiedenen Weise gebildet sein können, nämlich als gemischte Erstarrungsgesteine einer Schmelzlösung von Melteigit durch ein jüngeres Calcitmagma.

Da bei diesen *beiden möglichen* Bildungsweisen die Biotit-Calcitfelse, so wie sie jetzt vorliegen, gewiß wiederholt umkrystallisiert sind, und durch lange Zeiträume *schließlich* alle thermalmetamorphen Einwirkungen ausgesetzt gewesen sind, läßt sich ihre Bildungsgeschichte — ob durch Thermalmetamorphose nach vorausgehender Schmelzlösung, oder ausschließlich durch sukzessive Thermalmetamorphose — nicht in jedem einzelnen Falle sicher feststellen. Eine Tatsache ist aber noch bei diesen so durchgreifend metamorphosierten Gesteinen zu bemerken, nämlich daß sie *keine Spur von Druckwirkungen erkennen lassen.*

b. *Quarzführende Chlorit-Calcitfelse, Chlorit-Quarzfelse.*

Westlich von den beiden südlichsten der Hätvet-Höfe sind die daselbst herrschenden melanokraten Melteigite zum großen Teil recht durchgreifend umgewandelt. Unter den Umwandlungsprodukten derselben finden sich an mehreren Stellen auch grünschwarze, makroskopisch dichte bis sehr feinkörnige, zähe Gesteine, die von den oben beschriebenen karbonatreichen Endprodukten der Umwandlung bedeutend abweichend sind. Ein derartiges u. d. M. untersuchtes Gestein zeigt noch den reichlichen Gehalt der Melteigite an *Apatit* gut erhalten, vielleicht 3 bis 5 %; ferner auch *Titanit* (z. T. mit Spuren von *Mikrolith*) 2 bis 3 %. Der ursprüngliche *Nephelin* ist in Muscovit und Chlorit pseudomorphosiert, die Umrisse der Pseudomorphosen sind aber nicht scharf, sondern ganz unregelmäßig verwischt, so daß sie nur durch Analogie mit ähnlichen erkennbaren Pseudmorphosen

als Reste von Nephelin erkannt werden können; sie wurden auf etwa 12 % geschätzt.

Die Hauptmasse des Gesteins, vielleicht ca. 50 %, besteht aus *Pseudomorphosen nach ursprünglichem Pyroxen*, zur Not mit noch erkennbaren Formen; sie bestehen aus einem Maschennetz von *Chlorit* (nach zuerst gebildetem Biotit?) mit Füllung von *Quarz* und stellenweise mit ausgeschiedenen Kryställchen von *Anatas* und sehr sparsam auch von sekundär gebildetem *Titanit*. Zwischen den Pyroxenpseudomorphosen finden sich auch reine Aggregate aus *sphärolitischen Büscheln von radialstrahligem Quarz*, vielleicht ca. 15 %, und an anderen Stellen, wahrscheinlich auch als Neubildung, feinkörnige Aggreate von *Orthoklas*, ungefähr in gleicher Menge.

Dies Gestein ist somit am nächsten als ein *Chlorit-Quarzfels* zu bezeichnen. Ähnliche Gesteine finden sich nun auch an vielen anderen Stellen im Fengebiet, aller Wahrscheinlichkeit nach hauptsächlich als Endprodukte der Umwandlung von pyroxenreichen Melteigiten. Da dieselben meistens einen unfrischen Eindruck machen, und ihrer Struktur wegen gern zähe und schwierig in regelmäßigen Handstücken zu erhalten sind, ist das mitgebrachte Material derselben nicht so instruktiv und genügend, wie ich gewünscht hätte. Folgende Beispiele können erwähnt werden.

Eine Stufe aus der Westseite des Hatvetbachtales (ca. 150 Meter südlich von dem Zusammenfließen des Hatvetbaches mit dem Vibetobach) zeigte sich u. d. M. zu bestehen aus: *Apatit* reichlich in großen, stark resorbierten Körnern mit abgerundeten Ecken; ein wenig *Eisenkies*; *Chlorit* teils vollkommen isotrop, z. T. schwach doppelbrechend mit tief violblauen Interferenzfarben, wohl etwa $^3/_4$ des gesamten Gesteins; im Chlorit reichliche Aggregate von winzigen Kryställchen von *Anatas*, gewiß ein Paar Prozent, samt weniger reichlich auch von *Titanit*. Der Chlorit ist ferner durchwachsen mit feinkörnigem *Quarz*, 20 bis 25 %, und ganz wenig *Kalkspat*.

Ähnliche Gesteine fanden sich recht verbreitet im obersten Teil von Bolladalen; so z. B. an der Straße (bei 86 auf der Karte) etwa 150 M. östlich von dem nächstnördlichsten der Fen-Höfe.

Das grünlichschwarze, dichte Gestein von dieser Stelle zeigt im Dünnschliff hellere, etwa 2 bis 4 Mm. große Körner mit einer spärlicheren, tiefer bräunlich grünen Zwischenmasse. Die hellen Körner zeigen sich u. d. M. zu bestehen aus zahlreichen kleinen Quarzkörnchen in einem Maschennetz von Chlorit; die dazwischen liegende Zwischenmasse besteht vorherrschend aus teilweise chloritisierten *Biotit*schuppen, mit ein wenig Quarz. Außerdem an ein Paar Stellen Aggregate von winzigen *Anatas*kryställchen und ein wenig *Flußspat*. Die größeren eckigen hellen Kornaggregate dürften vielleicht Pseudomorphosen nach Pyroxen repräsentieren.

An anderen Stellen ist in diesen Chlorit-Quarzfelsen reichlich *Magnetit* ausgeschieden, so z. B. in einer Stufe von einer Stelle westlich von der Steigerwohnung (»Stigerboligen«), ferner auch vom Abhang des Grubeås südlich von der Grubebucht.

Wo diese schwarzen Chlorit-Quarzfelse an Kalkstein grenzen sind sie außerdem mehr oder weniger reich an *Karbonaten*, namentlich Kalkspat. So z. B. am Ostabhang des östlichen der Rauhoug-Hügel (westlich von dem Fen-Hofe bei 115 auf der Karte). Eine Stufe von dieser Strecke zeigte im Dünnschliff etwa 40 % isotropen Chlorits, mit zerstreuten Aggregaten von Quarzkörnchen, etwa 15 %, und durchdrungen von Karbonaten, etwa 45 %. Eine andere Stufe ebendaselbst zeigte u. d. M. etwa 45—50 % Chlorit, 30 % Quarz, etwa 15 % Kalkspat, 5 % Magnetit, außerdem Spuren von Feldspat, Titanit. Ähnliche Mischungen von Chlorit, Quarz, Kalkspat, Magnetit, Flußspat etc. fanden sich südöstlich von dem nördlichsten der Fen-Höfe.

Obwohl diese Chlorit-Calcit-Quarzfelse nur in seltenen Fällen mit voller Sicherheit als Umwandlungsprodukte von Melteigitgesteinen erkannt werden können, dürfte es meiner Erfahrung nach doch überaus wahrscheinlich sein, daß sie jedenfalls zum bei weitem größten Teil als Endprodukte einer langen hydrothermalen Umwandlung der im Fengebiete herrschenden Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe aufgefaßt werden müssen. Daß die Lösungen, welche bei der Umwandlung der Melteigite schließlich in Chlorit-Calcitfelse einen großen Teil ihrer SiO_2 wegführten, dieselbe an anderen Stellen als Quarz absetzen mußten, ist nur was zu erwarten wäre. *Die an SiO_2 armen Chlorit-Calcitfelse und die an SiO_2 reichen Chlorit-Quarzfelse wären deshalb gewissermaßen als komplementäre Endprodukte der Melteigitmetamorphose aufzufassen.*

3. Damouritfels.

Im Jahre 1881 beschrieb H. Knutsen[1] aus dem Fengebiet als »Damourit« ein mikrokrystallinisches, wachsgelbes, in den Kanten durchschimmerndes Mineral mit sp Gew. = 2.81; die Beschreibung war von einer chemischen Analyse begleitet, welche ungefähr die Zusammensetzung eines Damourits lieferte (siehe unten). Das Mineral war von Herrn D. Cappelen an die Universität eingesandt, mit der Angabe über das Vorkommen desselben, daß es »auf der Höhe von Vibetosåen, ungefähr 150 Meter von der Grenze des Gesteins des Fengebietes als Nieren und Klumpen in dem umgebenden Granit« gefunden war. Von dem eingesandten Material

[1] H. Knutsen. „Damourit fra Fen". Nyt Mag. f. Naturv. B. 26, S. 195—196 (1881).

dieses Vorkommens finden sich noch vier Stufen in der Gesteinssammlung des Geologischen Museums der Universität, hier als »Porphyr« bezeichnet.

Die Untersuchung einer Anzahl Dünnschliffe dieser Stufen zeigte, daß sie tatsächlich wesentlich aus sehr feinschuppigem Muscovit bestehen. Nach den Untersuchungen von C. F. RAMMELSBERG[1], sowie von G. TSCHERMAK[2] ist der sogenannte Damourit ein derartiger »dichter« Muscovit, und ich bezeichne deshalb mit H. KNUTSEN das betreffende Vorkommen aus dem Fengebiete als *Damouritfels*.

Das Gestein ist makroskopisch recht serpentinähnlich, hell grünlichgelb, dicht, schimmernd, in dünnen Splittern schwach durchscheinend, stellenweise mit kleinen bräunlich roten Flecken, und ganz sparsam mit einem vereinzelten, glänzenden Kryställchen von Schwefelkies. U. d. M. sieht man, wie eben erwähnt, daß das Hauptmineral *Muscovit* ist, meistens in *sehr* feinschuppigen, verworrenen Aggregaten, zum Teil aber auch in eigentümlichen, mehr individualisierten größeren Pseudomorphosen, die unten näher erwähnt werden sollen. Zerstreut mit sehr ungleichmäßiger Verteilung finden sich nun ferner unregelmäßig begrenzte Körnchen von *Feldspat*, teils von *Orthoklas* (und bisweilen Mikroklin), teils, und etwas reichlicher von *Albit*, der erstere in etwas größeren, in der Regel gleichwie in der Masse des Muscovits in der Peripherie aufgelösten und von Muscovit poikilitisch durchlöcherten Körnern, der letztere teils in Aggregaten von Zwillingstafeln nach dem Albitgesetz lokal angehäuft, teils auch in vereinzelten, unregelmäßig begrenzten Körnchen in der dichten Muscovitmasse zerstreut. Das Auftreten der Feldspäte ist sehr ungleichmäßig, in einzelnen Präparaten fast gänzlich fehlend, in anderen reichlicher vorhanden.

Außer als kryptokrystalline, sehr kleinkörnige verworrenschuppige Grundmasse des ganzen Gesteins findet sich der Muscovit auch in etwas anderer Weise, nämlich als größere gleichmäßig parallelblättrige Aggregate, welche in der feinschuppigen Grundmasse zerstreut sind. Diese Aggregate sind öfters bandförmig, teils als geradlinige, teils als gekrümmte Bänder (siehe Fig. 12 und 13).

Die subparallelen Blätter sind dabei senkrecht auf die äußere Umgrenzung, welche häufig eine regelmäßig gerade oder gekrümmte Linie repräsentiert, während sie nach innen sich gleichwie auflösen und von ganz verschiedener Länge sind. Bisweilen erinnern diese Komplexe an die Pseudomorphosen von Muscovit nach Nephelin, wie diese z. B. in den

[1] Handbuch der Mineralchemie, I, S. 513 (1875).
[2] Zeitschr. f. Krystallogr. & Min. B. II, S. 46.

Juviten ausgebildet sind (siehe oben), wo der ursprüngliche Nephelin als dicke kurze Tafeln nach der Basis ausgebildet war; in diesen Tafeln ist die Basis des Muscovits sehr häufig der c-Achse des Nephelins parallel, also senkrecht zur Basisfläche des Nephelins, so daß die Blattstreifung der Pseudomorphosen senkrecht auf die längere Seite der rektangulären Durchschnitte der kurzen Tafeln angeordnet ist.

In Fig. 12 ist ein derartiges Komplex im Damouritfels dargestellt, das als eine *Reliktbildung* einer derartigen, nur teilweise erhaltenen Nephelinpseudomorphose erscheint.

Ob das ursprüngliche Gestein tatsächlich ein Nephelingestein gewesen ist, läßt sich zwar nicht sicher entscheiden. Wenn man aber erinnert,

Fig. 12.

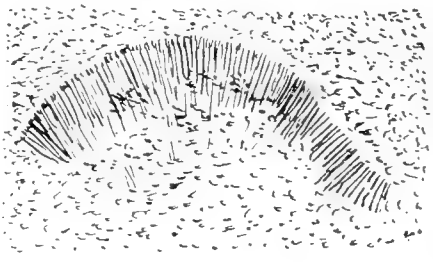


Fig. 13.

wie außerordentlich häufig der Nephelin in den Nephelingesteinen des Fengebietes in Muscovitpseudomorphosen umgewandelt ist, liegt es recht nahe daran zu denken, daß die oben erwähnten eigentümlichen Muscovitkomplexe in der Tat Reste von derartigen Nephelinpseudomorphosen sind, welche bei der fortgesetzten Muscovitisiesung des ganzen Gesteins wieder teilweise gelöst, und auch nachträglich mechanisch deformiert wären.

Daß auch andere Mineralien, nämlich der Feldspat des ursprünglichen Gesteins muscovitisiert sind, zeigen die größeren verschwommenen, von Muscovit ganz erfüllten Orthoklaskörner, die über größere Flächen in nur ganz spärlich erhaltenen Resten einheitlich auslöschen. Der Albit des Gesteins scheint dagegen eher eine Neubildung zu sein, obwohl auch dieser zum Teil nachträglich unter Bildung von Muscovit resorbiert ist.

Da die Dünnschliffe der vier Stufen z. T. eine etwas verschiedene Zusammensetzung zeigten, ließ ich von derjenigen, welche den am meisten vorherrschenden Gehalt von Muscovit zeigte, eine Analyse durch Herrn A. Rodland ausführen; dieselbe ist unter I angeführt, während unter II die ältere Analyse von H. Knutsen nebenbei angeführt ist.

	I				II		
SiO_2	48.76	0 8073			45.72	0.7569	
TiO_2	0.03	0 0004			—	—	
Al_2O_3	33.54	0.3288	0.3385		37.17	0.3644	
Fe_2O_3	1 55	0.0097			2.18	0.0136	
FeO	0.15	0.0021	0.0080		—	—	
MnO	0.05	0 0007			—	—	
MgO	0 21	0.0052			2.00	0.0500	
CaO	0 11	0.0020			0.05	0.0009	
Na_2O	1.49	0.0240	0.1273	0.3529	1.44	0 0232	0.3605
K_2O	9.71	0.1033			6.69	0.0712	
H_2O	— (0.14)				4.79[1]	0.2661	
	+ 4.06	0.22.56	0.2256				
S	0.07	0.0022			—	—	
CO_2	0.03	0.0007			—	—	
	99.90				100.04[2]		
	— 0.14						
	99.76						

Die ältere Analyse von H. Knutsen läßt sich überhaupt nicht auf die gefundene Mineralienzusammensetzung berechnen.

Die Analyse A. Rodlands läßt sich auf die folgende Mineralienzusammensetzung berechnen:

Muscovit		81.63
Albit	9 85	
Orthoklas	7.71	17.56
Titanit (?)	0.07	
Kalkspat	0 07	0.27
Schwefelkies	0.13	
		99.46
Rest: H_2O	0.27	
O für S	0.03	+ 0.30
		99.76

[1] In der Originalangabe (l. c. S. 195) steht unrichtig 6.79 anstatt 4.79, was aus den berechneten Verhältniszahlen $R_2O : SiO_2$ und $R_2O : Al_2O_3$ hervorgeht.

[2] In der Originalangabe steht 99.04; wenn dies richtig wäre, müßte, anstatt 2.00 MgO, 1.00 MgO gefunden sein.

Die prozentische Zusammensetzung des Muscovits wurde dabei berechnet zu:

SiO_2	45.30
Al_2O_3	37.02
Fe_2O_3	1.76
FeO	0.18
MnO	0.06
MgO	0.28
CaO	0.06
Na_2O	0.40
K_2O	10.30
H_2O	4.64
	100.00

Kalkspat und Titanit müssen in minimaler Menge vorhanden sein, da sie in den Dünnschliffen u. d. M. nicht beobachtet wurden; in einem Präparat wurden Spuren von Quarz mit dem Albit zusammen beobachtet.

Über das Vorkommen des Gesteins gelang es mir erst bei meinem letzten Besuch im Fengebiete, Juli 1920, nähere Erläuterungen zu bekommen, und auch unter Führung von Herrn Peder Vibeto an Ort und Stelle zu konstatieren. Es bildet nämlich einen etwa 2 Meter mächtigen, WSW-ONO streichenden, vertikalen *Gang* im Grundgebirge, etwa ein Paar Hundert Meter NO von Damkjern (und 50 Meter östlich von dem großen Gang von Damkjernit ebendaselbst). Dieser Gang war schon ca. 1872 (von Thomas Brønddalen) entdeckt und wurde damals als ein Vorkommen von *Apatit* angesehen und infolge dieser unrichtigen Annahme geschürft, und nachher in einige Meter Länge abgebaut. Als dann die Verwechslung mit Apatit nachträglich festgestellt war, wurde das Gestein wieder unrichtig als *Serpentin* bestimmt, ein leicht erklärliches Mißverständnis, da die äußere Erscheinung desselben ziemlich viel an Serpentin erinnert. Erst durch die Analyse von H. Knutsen wurde dann schließlich die wahre Zusammensetzung als aus Damourit bestehend erkannt.

Dieser »*Damouritfels*« ist nun ganz unzweifelhaft das Endprodukt einer außerordentlich durchgreifenden Metasomatose. Was das ursprüngliche Gestein gewesen ist, läßt sich, wie erwähnt, selbstverständlich nicht ganz sicher entscheiden. Da aber im Fengebiet die Muscovitisierung des Nephelins in den Nephelingesteinen eine äußerst allgemeine Umwandlung ist, ist es wahrscheinlich, daß auch in unserem Gestein Nephelin in reichlicher Menge vorhanden gewesen ist, daneben aber auch wohl noch etwas Orthoklas; der Albit ist wie so oft in dem Fengebiet gewiß eine Neubildung.

Da die Thonerde bekanntlich am schwierigsten transportabel ist, deutet auch der hohe Al_2O_3-Gehalt auf ein sehr nephelinreiches Gestein, man könnte denken an ein Urtitgestein (Urtitporphyr?).

Ein Gestein, das an diesen Damouritfels recht viel erinnert, wurde aus der Nähe des Häuflerplätzchens *Bratskott* (östlich von Björndalen) von Herrn J. P. Jacobsen mitgebracht. Diese Stufe ist makroskopisch schmutzig grün, feinkörnig bis dicht. U. d. M. zeigte sich dieselbe zu bestehen aus verworren schuppigen Aggregaten von feinschuppigem Muscovit (mit ein wenig eingemischtem Chlorit); die einzelnen Muscovitaggregate repräsentieren jedes für sich gewiß die Pseudomorphose eines ursprünglichen Nephelinkörnchens, ihre Umrisse sind aber nicht mehr deutlich idiomorph, sondern zerfranzt und verschwommen, in einander greifend. Zwischen diesen Muscovitschuppenaggregaten findet sich nicht sehr reichlich Kalkspat in allen Zwischenräumen und auch z. T. innerhalb der Aggregate selbst. In einer Ecke des Dünschliffs findet sich eine einzelne deutliche Pseudomorphose (in Kalkspat und Chlorit) von grünem Pyroxen. Als sekundäre Neubildung tritt ferner in Adern und lokalen Aggregaten recht grobkörniger *Quarz* auf; Spuren von Magnetit.

Nach roher Schätzung dürfte dies Gestein bestehen aus etwa 65 % Muscovit, 20 % Kalkspat, 15 % Quarz etc. Dies Gestein, das ganz sicher ein Umwandlungsprodukt eines nephelinreichen Ijoliths repräsentiert, erinnert somit abgesehen von dem Kalkspatgehalt und dem Quarzgehalt recht viel an den oben beschriebenen Damouritfels.

Beide Vorkommen stammen aus der Umgebung der Südgrenze des Fengebietes, das zuletzt erwähnte aus einer Lokalität innerhalb derselben, der Gang NO von Damkjern aus einer Stelle etwas außerhalb derselben,

MISCHGESTEINE GEBILDET DURCH EINWIRKUNG DES IJOLITH-MELTEIGIT-MAGMAS AUF DEN GRUNDGEBIRGSGRANIT.

Tveitåsite und Fenite.

In seiner Beschreibung der Grenzverhältnisse des Nephelinsyenites von *Alnö* gibt A. G. Högbom eine ausführliche Darstellung des Auftretens eines *nephelinfreien Syenites* als eine »saure Grenzfacies«, die »ganz sicher« (l. c. S. 132) »durch Einschmelzung von Gneis in das Magma [des Nephelinsyenites] zu erklären ist«. »Die Nephelinsubstanz des letzteren ist dann natürlich durch Aufnahme von Quarz in Albit- und (untergeordnet) Orthoklassubstanz übergeführt, welche wieder mit der schon vorhandenen Alkalifeldspatsubstanz des Gneises als Perthit, oder bei Überschuß an Natrongehalt teilweise als selbständig ausgebildeter Plagioklas auskrystallisiert ist. Möglich ist wohl, daß — — — ungeschmolzene Orthoklaspartien aus dem Gneis auch durch bloße Infiltration von Albitsubstanz aus dem Magma in Perthit übergegangen sind.«

Dieser »Syenit« bildet nach Högbom auf Alnö überall eine Grenzzone zwischen dem Nephelinsyenit und dem umgebenden Gneis, und ist durch Übergänge nach innen mit dem Nephelinsyenit, nach außen mit dem Gneis verbunden. Er besteht überwigend aus Kryptoperthit (Mikroperthit) von Orthoklas und Albit (seltener Mikroklin und Albit), z. T. auch mit selbständigem Albit als kleinkörnige Zwischenmasse zwischen größeren Feldspatkörnern. Der Perthit ist gewöhnlich isomer körnig mit zäckigen, in einander greifenden Umrissen, und öfters mit einer schmalen Randzone von Albit umgeben. Die übrigen Mineralien des Alnö-Syenites sind: neugebildeter *Biotit, Epidot* und *Uralithornblende* (gebildet auf Kosten früherer Augitsubstanz), *Titanit, Schwefelkies, Apatit,* und akzessorisch bisweilen *Flußspat* und primärer *Kalkspat.* Auf seiner Kartenskizze des Nephelinsyenitgebietes von Alnö hat Högbom ganz schematisch diese Grenzzone von Syenit als eine ca. 150 Meter breite Umrandung des Nephelinsyenits, und außerhalb derselben ferner eine Grenzzone von »kontaktverändertem

Gneis« von ungefähr derselben Breite abgesetzt. Ein größeres Gebiet von Syenit ist aber auch mitten im Nephelinsyenit nicht weit von der SW-Grenze eingezeichnet.

Auch aus dem *Kuusamogebiet* in Finnland hat V. Hackmann (l. c. S. 32—39) ähnliche Kontaktverhältnisse, wie diejenigen von Alnö beschrieben. Am steilen SW-Abhang des Ahvenvaara kann man »einen *allmählichen Übergang* des Ijolithes in das angrenzende ältere Gestein« — einen mittel- bis feinkörnigen, druckschieferigen *Biotitgranit* — wahrnehmen. »Man erkennt u. d. M. in den Hohlräumen zwischen den Gemengteilen des Granites, besonders in den Ritzen zwischen den Quarzindividuen, mehrfach Ausbildung von Ägirinaugit-Kryställchen, welche sich hier deutlich als metasomatische Bildungen erkennen lassen. — — — Der Pyroxen ist genau derjenige des Ijolithes, und es darf wohl angenommen werden, daß hier das Magma der pyroxenreichen Zone des Ijolithes teilweise in den Granit eingedrungen ist.«

»Mit weiterer Annäherung zum Ijolith wird die Veränderung des Granites auch makroskopisch erkennbar durch Verschwinden des Quarzes und des Biotites, und der Granit geht allmählich über in einen mittel- bis feinkörnigen *Pyroxensyenit*. Dieses hellgrünlichgraue Gestein ist hauptsächlich aus Feldspäten zusammengesetzt, in dessen Gemenge sich unregelmäßig verteilte Anhäufungen ganz kleinkörnigen, dunkelgrünen Pyroxenes befinden.«

Eine *ältere* Generation größerer Feltspatindividuen besteht aus randlich korrodierten Körnern von Mikroklinmmikroperthit, mit einem Rande von Albitsubstanz umgeben. Unter den kleineren Feldspatindividuen einer *späteren* Generation sind reine Albitleistchen in richtungsloser Anordnung überwiegend. »Der Pyroxen ist *Ägirin* und *Ägirinaugit*, der letztere ganz wie im Ijolith«, im Verhältnis zum Feldspat in sehr geringer Menge vorhanden. »*Titanit* und *Apatit* finden sich nur spärlich, Nephelin fehlt ganz.« In anderen Varietäten dieses Gesteins wurde *Natronorthoklas* nachgewiesen.

»Der Pyroxensyenit geht ganz allmählich in den Ijolith, und zwar in die mehr oder weniger stark mit Pyroxen angereicherte Randzone desselben über. Dieser Übergang gibt sich zunächst durch Anreicherung des Pyroxens kund, der an manchen Stellen sich mikroskopisch als überwiegend reiner Ägirin zu erkennen gibt, neben welchem sich jedoch immer Ägirinaugit vorfindet. An anderen Stellen herrscht wiederum der letztere vor. Neben der Anreicherung von Pyroxen beginnt schließlich auch die von Titanit, Eisenerz und stellenweise besonders stark die von Apatit. Der Feldspat ist dabei immer noch reichlich vorhanden, bis er dann plötzlich verschwindet und durch Nephelin ersetzt wird, wodurch der Übergang zum Ijolith vollzogen ist.«

Die beiden Grenzglieder der oben beschriebenen Übergangsreihe zwischen dem Ijolith und dem umgebenden älteren Biotitgranit, sowohl das feldspatreiche, als das pyroxenreiche Gestein, werden von HACKMANN als »Pyroxensyenite« bezeichnet. Der Umstand, daß sie allmählich den Übergang vom Ijolith zum Granit vermitteln, führt, meint er, »zu der möglichen Annahme, sie seien durch *Aufschmelzung der angrenzenden Teile des Granites durch den Ijolith* entstanden«; er denkt sich doch auch die Möglichkeit, daß sie durch Differentiation des Ijolithmagmas gebildet sein können, und will deshalb nicht bestimmt entscheiden, welche dieser Auffassungen vorzuziehen sei. — — —

Verhältnisse, wie die oben nach HÖGBOM und HACKMANN von Alnö und Kuusamo beschriebenen[1], finden sich nun in der Hauptsache nahe übereinstimmend auch im Fengebiete, wo die Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe an den umgebenden älteren Biotitgranit des Grundgebirges angrenzen. Namentlich ist die Übereinstimmung mit den von HACKMANN beschriebenen Verhältnissen von der Grenze in Ahvenvaara z. T. eine sehr nahe.

1. Tveitasite.

An der Grenze zwischen Ijolith-Melteigitgesteinen und Grundgebirgsgranit finden sich an mehreren Stellen im Fengebiete sehr melanokrate, dunkle, vorherrschend aus *Ägirindiopsid* und *Alkalifeldspat* (Orthoklas, Kryptoperthit, Mikroperthit mit Albit) mit *Titanit*, außerdem auch etwas *Apatit*, ein wenig *Kalkspat* und Spuren von *Schwefelkies* und *Eisenerz* bestehende Gesteine, die mit ähnlichen von HACKMANN beschriebenen *basischen* sogenannten »*Pyroxensyeniten*« von Ahvenvaara nahe übereinstimmen. So finden sich solche Gesteine an der Grenze in Tveitasen W und SW, wie auch ungefähr S à SSO von Melteig; ferner SW von Holla Kirchenruine (wo ein leukokrater »Fenit« am Wege in der Nähe ansteht), weiter an der Grenze gegen »Fenit«, östlich vom Holla Pfarrhof sowie auch an der Ostwand des kleinen Tals unmittelbar westlich vom Hofe Kamperhoug etc.

Eine mitgebrachte Stufe eines schwarzen, feinkörnigen Gesteins von der letzterwähnten Lokalität repräsentiert den am meisten melanokraten Typus dieser Gesteine. Es zeigt sich im Dünnschliff u. d. M. ganz vorherrschend bestehend aus kräftig *grüngefärbtem Pyroxen* (Ägirindiopsid mit Auslöschungswinkeln von etwa 50°) in kleinen ziemlich idiomorph ausgebildeten Prismen; spärlich findet sich daneben auch *Biotit*; die Zwischenräume sind hauptsächlich gefüllt mit Körnern von frischem, farblosem

[1] Eine ähnliche Imprägnation wurde oben (nach SEDERHOLM) auch für das Kuolajärvi-Gebiet erwähnt (S. 124).

Orthoklas, sowie spärlich mit pseudomorphen Massen von Muscovit und Chlorit nach *Nephelin*, und etwas Albit. Von akzessorischen Mineralien treten namentlich *Titanit*, teils in kleinen, teils in verhältnismäßig sehr großen Krystallen sehr reichlich auf, weniger reichlich auch *Apatit* in unregelmäßigen stengligen Körnern, dann auch ein wenig *Eisenkies* und *Magnetit*, samt ein wenig *Kalkspat* (primär).

Ein ziemlich ähnliches schwarzes, mittelkörniges bis feinkörniges Gestein aus einem losen Block vom Nordabhang von Tveitåsen wurde von A. Rodland analysiert (I); zum Vergleich ist nebenbei die von Naima Sahlbom ausgeführte Analyse eines von Hackmann (l. c.) beschriebenen basischen »Pyroxensyenites« von der Grenzzone Ahvenvaaras (unter II) angeführt. Ferner wurde von Rodland auch eine Stufe eines in festem Felsen anstehenden Gesteins von einer Stelle an der Ostgrenze des Melteigits nahe am Anfang des Bächleins etwa 270 Meter SSW von Melteig analysiert (III).

	I (Tveitåsen)	II (Ahvenvaara)	III (ca. 270 Meter SSW von Melteig)
SiO_2	48.46	49.57	59.03
TiO_2	1.64	0.65	0.37
ZrO_2	0.05	—	0.06
Al_2O_3	3.08	9.61	10.51
Fe_2O_3	5.97	5.59	4.80
FeO	7.43	4.59	5.05
MnO	0.42	0.57	0.25
MgO	5.57	1.28	1.38
CaO	18.27	13.91	8.34
BaO	0.06	—	0.04
Na_2O	3.03	4.90	5.88
K_2O	1.59	3.23	3.33
H_2O	−0.19	—	(0.03)
	+0.44	0.38	0.05
P_2O_5	2.34	5.98	0.77
CO_2	1.12	—	0.06
Cl	0.02	—	—
F	0.20	—	0.06
S	0.34	—	0.04
	100.22		
	— 0.19		
	100.03	100.26	100.05

Die Analysen des Gesteins von Tveitåsen (I) sowie des Gesteins von SSW von Melteig (III) lassen sich auf die unten angeführten Mineralienzusammensetzungen berechnen; zum Vergleich habe ich auch diejenige des Gesteins von Ahvenvaara zu berechnen versucht (II a).

	I a Tveitåsen		II a Ahvenvaara		III a Ca. 270 Meter SSW von Melteig	
Ab	7.37		27.52		34.32	
An	—		—		0.55	
Barytfeldspat	0.24	15.27	—	45.50	0.18	54.26
Or	7.66		17.98		19.21	
Pyroxen		71.56		37.05		41.76
Zirkon	0.07		—		0 09	
Titanit	4.03		1.59		0 91	
Apatit	5.55		14.16		1.82	
Kalkspat	2.55	12.84	—	17.62	0.14	3.91
Eizenerz (Magnetit)	Spur		1.88		—	
Schwefelkies	0.64		—		0.07	
Quarz	—		—		0.88	
Rest der Analyse:						
H_2O	0.44		0 38		0.07	
O für S in Eisenkies	0 12	+0.65	—	+0 61	0.02	+0.12
O für F in Apatit	0.09		0.23		0 03	
		100.21		100.79		100 05
Zu viel berechnet:						
SiO_2	0.18		F	0.53		
Al_2O_3	0.09	— 0.27				
		100.05		100 26		

Berechnete durchschnittliche Zusammensetzung der Pyroxene:

SiO_2	51.99	49.83	51.22
Al_2O_3	0.42	2.69	0.29
Fe_2O_3	7.78	11.58	11.38
FeO	10 38	10.82	12.09
MnO	0.59	1.54	0.60
MgO	7.78	3.45	3.30
CaO	17.62	15.07	16.47
Na_2O	3.02	4.48	4.41
K_2O	0.42	0.54	0.24
	100 00	100.00	100.00

Der Vergleich der beiden Gesteine von Tveitåsen und Ahvenvaara zeigt, daß das erstere ausgesprochen melanokrat, das letztere dagegen am nächsten ein mesokrates Gestein ist; im Einklang damit ist auch der Pyroxen des letzteren offenbar reicher an Ägirinsilikat, während der Pyroxen des Gesteins von Tveitasen den grünen Pyroxenen der Melteigite viel näher kommt.

Derartige ausgesprochen melanokrate, feldspatarme Gesteine, wie dasjenige von Tveitåsen können nicht gern zu den Syeniten hingeführt werden; sie sollen hier als *Tveitåsite* bezeichnet werden. Wie unten näher nachgewiesen werden soll, bilden sie *das Endglied einer kontinuierlichen Serie von Gesteinen*, deren Hauptmineralien *Alkalifeldspäte* (Kryptoperthit, Mikroperthit oder Orthoklas resp. Mikroklin und Albit) und *grüner Pyroxen* (Al_2O_3-armer und MgO-armer einreicher Diopsid, Ägirindiopsid und schließlich vorherrschend Ägirin) sind, mit akzessorischem Gehalt von mehr oder weniger *Titanit*, *Apatit*, bisweilen ein wenig *Nephelin* etc.

Die stark melanokraten Glieder treten ganz untergeordnet auf und bilden nur Grenzgesteine von unbedeutender Verbreitung. Auch die mittleren Glieder der Serie scheinen nur eine geringe Rolle zu spielen. Ein typisches Beispiel eines derartigen mittleren Gliedes der Serie ist eben das oben unter III (und III a) erwähnte Gestein von der Grenze SSW von Melteig, wo es nur ganz lokal zusammen mit saurerem Gestein (Fenit) vorkommt.

Die oben erwähnte Mineralienzusammensetzung: Albit, Orthoklas und grüner Pyroxen (Ägirindiopsid) unterscheidet die Tveitåsite von anderen melanokraten Gesteinstypen in sehr charakteristischer Weise: von den *Essexiten* (und Theralithen) entsprechenden SiO_2-Gehaltes durch viel niedrigere Gehalte an Al_2O_3 und höheren Gehalt an CaO, was namentlich durch den geringen Gehalt an Al_2O_3 und den hohen an CaO in dem grünen Pyroxen herrührt.

Die schwarzen, stark melanokraten Tveitåsite führen, wie erwähnt, bisweilen etwas *Nephelin* neben dem Albit und dem Orthoklas; dieser ist dann in der Regel entschieden später auskrystallisiert, bildet größere Körner, worin die Nephelinkörner mit idiomorpher Begrenzung in den Orthoklas hineinstecken oder als kleinere idiomorphe Krystalle eingeschlossen sind. In allen beobachteten Beispielen (vom kleinen Tal W. von Kamperhoug, ferner aus den Umgebungen von Håtvet, südlich vom Hofe etc.) ist der Nephelin vollständig umgewandelt in feinschuppigen, von grünem Chlorit durchwebten Muscovit, so daß die Körner in Dünnschliffen ganz grün gefärbt sind. Vollkommen unzersetzte Proben von diesen nephelinführenden melanokraten Tveitåsiten, die sich zum Analysieren eignen könnten, habe ich nicht angetroffen. Es ist einleuchtend, daß dieser Typus durch

stärkeres Zunehmen des Nephelingehaltes in Gesteine übergeht, die mit den von A. C. Lawson beschriebenen *Nephelin-Pyroxen-Maligniten*[1] vom Poobah Lake, Rainy River-Gebiet, Ontario, Kanada, sowie mit einigen der von Reg. A. Daly beschriebenen *Maligniten* vom Kruger alkaline body, Britisch Columbia[2] verwandt sind. Derartige Malignite finden sich, wie oben erwähnt, auch im Fengebiet.

2. Fenite.

a. *Ägirinfenite.*

Die *saureren* Glieder der hier besprochenen Serie haben im Fengebiet eine bedeutende Verbreitung als Grenzgesteine zwischen dem Grundgebirgsgranit und den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe. Sie sollen hier als »*Fenite*« bezeichnet werden. Es sind leukokrate Gesteine meistens mit ca. 70 % bis mehr als 90 % Alkalifeldspäte, ca. 25 % bis weniger als 5 % *Ägirin*, zum Teil mit einem ganz untergeordneten (nur selten mit einem im Verhältnis zum Ägirin vorherrschendem oder sogar alleinherrschendem) Gehalt an *Alkalihornblende*; akzessorisch sind in der Regel *Titanit* und *Apatit* in geringer Menge vorhanden, in den norwegischen Feniten außerdem fast immer etwas *Kalkspat*, welcher in diesen Gesteinen wie in den übrigen Gesteinen des Fengebietes als ein relativ primäres Mineral auftritt. *Erze*, *Kies* etc. treten selten und dann gern nur in ganz minimaler Menge auf.

Die *Feldspäte* sind: Orthoklas oder Mikroklin, ferner Albit Dieselben treten gewöhnlich in inniger Verwachsung als *Mikroperthit* oder *Kryptoperthit* auf, in isomeren, an den Kanten zackig zerfranzten Körnern, in der Regel mit einem schmäleren oder breiteren Saum von orientiertem Albit; häufig treten kleintafelige Aggregate von Albitkörnchen und spärlicher von Mikroklinkörnchen als Zwischenmasse zwischen den größeren Mikroperthitkörnern auf, seltener ist diese kleinkörnige Mischung ganz vorherrschend. Was das Mengenverhältnis betrifft, ist gewöhnlich der Albit, seltener der Kalifeldspat vorherrschend; wie die Berechnung der Analysen zeigt, muß der Albit bisweilen eine ganz geringe Beimischung von Anorthitsilikat und der Orthoklas von Bariumfeldspatsilikat enthalten. Der *Pyroxen* ist in der Regel ein reiner *Ägirin*, oft mit starkem Pleochroismus (smaragdgrün-gelb), seltener mit schwachem Pleochroismus, und Kern von Ägirinaugit. Er ist gewöhnlich in Strömen von dicht zusammengehäuften kleineren Stengeln oder Körnern zwischen den Mikroperthitkörnern eingeklemmt, seltener als größere,

[1] Bull. Dept. of Geol., University of California, Vol. I & II. Berkeley (1896).
[2] Geol Surv. of Canada. Mem. 38, Part I. S. 448—455 (1912).

früher auskrystallisierte, prismatische, mehr idiomorphe Krystalle vorhanden. Die *Alkalihornblende*, welche in den typischen Ägirin-Feniten wohl in der Regel fast vollständig fehlt, ist vorherrschend wohl eine *sehr hell blaue, ganz schwach pleochroitische Hornblende*; z. T. aber auch eine *tiefblaue arfvedsonitische Hornblende*. Die Alkalihornblende ist sehr häufig stark zersetzt, unter Ausscheidung von Eisenerz, häufig vollständig baueritisiert, während der Ägirin gewöhnlich außerordentlich frisch und unzersetzt mit seiner stark grünen Farbe zwischen den Feldspatmineralien hervortritt.

Die oben erwähnte Ausbildung der perthitischen Feldspäte der typischen Fenite als kantenzerfranzte isomere Körner mit Albitrand und mit dazwischen eingeklemmten Aggregaten von Albittafeln und Ägirinkörnchen bedingt eine sehr eigentümliche Struktur, welche wohl, wie unten näher erwähnt werden soll, durch die besondere Entstehungsweise des Gesteins ihre Erklärung findet. Bedeutend seltener ist eine Ausbildung der Feldspatkörner mit mehr idiomorpher Begrenzung mit den gewöhnlichen rektangulären Durchschnitten (durch vorherrschende Ausbildung von {010} und {001}), wie bei manchen Pulaskiten; derartige *pulaskitische Fenite* finden sich im Fengebiet, wie es scheint, mehr lokal; meistens treten sie nur als Schlieren (oder Gänge) in dem ordinären Fenit oder im älterem Nebengestein auf. Sie sind meistens gleichzeitig sehr arm an melanokraten Mineralien, öfters fast reine Feldspatgesteine, und nicht selten ziemlich grobkörnig, bisweilen sogar pegmatitisch körnig.

Die *chemische* Zusammensetzung der typischen Ägirinfenite geht aus den unten angeführten Analysen hervor. Zum Vergleich ist auch die Analyse des (abgesehen von dem fehlenden Kalkspatgehalt) nahe übereinstimmenden Fenits von Ahvenvaara, Kuusamo, Finnland, angeführt. Ferner die Analyse des sogenannten *Ägiringranulits*, von Derry Lodge bei Aberdeen. Dies Gestein ist nach der Beschreibung Teall's[1] hier »an integral portion of the eastern Highland schists« und besteht wesentlich aus Alkalifeldspat mit Melanit, Ägirin und etwas Biotit; es ist in chemischer und mineralogischer Zusammensetzung nahe verwandt mit den »Melanit-Syeniten« des Borolanitgebietes von Assynt, welches Gebiet, wie oben erwähnt, auch in anderen Beziehungen Analogien mit dem Fengebiet darbietet.

Es ist in dieser Verbindung von großem Interesse, daß aus diesem Gebiet von J. Shand auch ein typischer *Ägirinsyenit* von einer Lokalität $1^1/_4$ engl. Meilen östlich von Loyne beschrieben wurde (N. Jahrb. l. c. S. 448); er bestand aus vorherrschendem Mikroperthit und tiefgrünem, stark

[1] The geol. structure of the N. W. Highlands of Scotland. Mem. of the Geol. Surv. of Gr. Britain 1907. S. 444 Anm.

pleochroitischem Ägirin (in ausfasernden Kanten mit äußerst spärliche dunkelgefärbtem Riebeckit verwachsen), mit akzessorischem Titanit, Eisenerzkörnchen und Apatit, somit genau ähnlich den norwegischen Feniten zusammengesetzt. Eine chemische Analyse desselben liegt nicht vor[1].

Von dem mit dem norwegischen Fenit ganz nahe übereinstimmenden, entsprechenden Fenit vom Alnögebiet liegt auch keine Analyse vor.

	I *Fenit* W. v. Melteig Fengebiet A. Rødland 1919	II *Fenit* Fengebiet A. Rødland 1919	III *Fenit* Ahvenvaara Finnland Naima Sahlbom V. Hackmann l. c.	IV *Ägirin-granulit* Derry Lodge b. Aberdeen W. Pollard b. J. J. H. Teall l. c.	Mittel der 4 Analysen von Feniten	*Ägirinsyenit* (Pulaskit) Los Inseln Lassieur b. A. Lacroix Nouv. Arch du Mus. 1911 Ser. V. T. III S. 68
SiO_2	60.55	62.17	63.76	61.79	62.07	61.80
TiO_3	0.11	0.44	0.70	0.90	0.54	—
ZrO_2	0.04	0.05	—	—	0.02	—
Al_2O_3	16.76	15.04	17.37	16.90	16.52	16.39
Fe_2O_3	1.09	3.20	0.10	3.10	1.87	3.44
FeO	1.03	1.05	1.11	1.07	1.06	0.48
MnO	0.10	0.11	0.37	0.19	0.20	—
MgO	0.19	0.40	0.93	0.90	0.60	0.58
CaO	4.59	3.01	1.72	2.44	2.94	2.30
BaO	0.03	0.15	—	—	—	—
Na_2O	6.24	5.25	6.69	5.26	5.86	6.70
K_2O	6.12	7.16	5.97	6.96	6.55	7.04
H_2O	− (0.12)	(0.02)	—	(0.14)	(0.07)	0.94
	+ 0.24	0.41	0.40	0.29	0.34	
P_2O_5	0.50	0.05	0.16	0.34	0.26	0.57
CO_2	2.45	1.61	—	—	1.01	—
Cl	—	—	—	—	—	—
F	0.03	Spur	—	—	0.01	—
S	0.03	0.09	—	—	0.03	—
	100.22	100.21	99.28	100.28	99.95	100.24
	− 0.12	0.02		− 0.14	− 0.07	
	100.10	100.19		100.14	99.88	
Sp. G.		2.64				

[1] Von dem sogenannten »Melanite syenite« vom N.-Ende des Cnoc na Sroine in 1000 Fuß Höhe (Shand l. c. 1910, S. 383) hat A. Gemmel (l. c.) eine Analyse publiziert, welche an die Zusammensetzung der Fenite des Fengebietes erinnert, ohne doch ganz nahe übereinzustimmen. Der Melanit ist nur akzessorisch; die Zusammensetzung wurde von Shand berechnet zu 88 % Mikroperthit und 12 % Biotit und Sekundärprodukte.

Die beiden Analysen des Fenits vom Fengebiet lassen sich auf die folgenden Mineralienzusammensetzungen berechnen; zum Vergleich habe ich auch die Mineralienzusammensetzung des Fenits von Ahvenvaara zu berechnen versucht; es zeigt sich dabei, daß die Analyse desselben sich nur schlecht berechnen läßt, indem der angegebene Gehalt an Fe_2O_3 wahrscheinlich viel zu niedrig ist, weshalb anstatt der gefundenen Zahlen mit 0.90 Fe_2O_3 und nur 0.39 FeO gerechnet wurde: auch wurde mit 0.85 % mehr SiO_2 gerechnet, indem der große Verlust der Analyse als SiO_2 aufgefaßt wurde.

In der Analyse I wurde auch mit 1.82 Fe_2O_3 und 0.38 FeO anstatt 1.09 Fe_2O_3 und 1.03 FeO gerechnet, und übrigens ein Rest von 0.29 Al_2O_3 angenommen.

In der Analyse II wurde mit 3.61 Fe_2O_3 und 0.73 FeO anstatt 3.20 Fe_2O_3 und 1.05 FeO gerechnet. Der gerechnete Gehalt 3.89 % vom Quarz bezieht sich auf sekundäre Adern von Quarz, in der Mineralienzusammensetzung des Fenits selbst geht nach den Dünnschliffen zu urteilen kein Quarz ein.

	Fenit I Fengebiet	*Fenit II* Fengebiet	*Fenit* Ahvenvaara
Or & Baf	36.24	42.77	35.01
Ab	46.85	33.38	52.96
An	1.89	1.92	1.64
	48.74	35.30	54.60
	84.98	78.07	89.61
Ägirin (und Ägirinaugit)	7.51	13.46	8.00
Titanit	0.28	0.77	1.72
Zirkon	0.06	0.075	—
Apatit	1.185	0.13	0.38
Kalkspat	5.57	3.66	—
Magnetit	—	0.23	—
Schwefelkies	0.05	0.17	—
Quarz	—	(3.325)	—
	99.635	99.89	99.71
Rest der Analyse:			
Al_2O_3	0.29		
H_2O	0.24		
	0.53		
NaO		0.41	0.40
O für F und S	0.025	0.03	0.10
	+ 0.555	+ 0.44	+ 0.50
	100.19	100.33	100.21
O in Fe_2O_3 anstatt FeO	— 0.08	— 0.14	SiO_2 0.85, 0.08 — 0.93
	100.11	100.19	99.28

Die berechnete Zusammensetzung des Ägirins in den drei Feniten wäre etwa die folgende:

	I	II	III
SiO_2	51.40	51.71	52.31
Al_2O_3	1.06	0.45	1.37
Fe_2O_3	23.83	25.25	11.24
(Fe,Mn)O	6.39	5.72	9.49
MgO	2.53	2.97	11.61
CaO	4.66	3.64	8.61
Na_2O	9.59	9.81	4.37
K_2O	0.54	0 45	1.00
	100.00	100.00	100.00

Die Berechnung des Pyroxens in I und II dürfte wahrscheinlich ziemlich nahe zutreffend sein. Zweifelhaft ist dagegen die Berechnung des Pyroxens im Fenit von Ahvenvaara; ich habe etwas mehr von dem Ägirinsilikat darin berechnet als Hackmann (l. c. S. 35). Er wäre nach meiner Berechnung ein Ägirinaugit (mit Ägirinrand), nach der Berechnung Hackmanns wäre er am nächsten ein eisenreicher Diopsid; der MgO-Gehalt ist entsprechend dem größeren Gehalt an Diopsidsilikat bedeutend größer in dem Pyroxen des Ahvenvaara-Fenits.

Derartige reine Ägirinsyenite, wie die oben beschriebenen Fenite des Fengebietes, leukokrate, an Mikroperthit reiche Ägirinsyenite ohne Quarz, sowie ohne Nephelin (oder Sodalith) sind offenbar recht selten vorkommende Gesteine. Die meisten von Rosenbusch (Mikr. Phys., IV. Aufl., S. 161 ff.) angeführten Beispiele von Ägirinsyeniten führen nämlich auch *Nephelin*, und ihr Pyroxen ist öfters auch nicht reiner Ägirin, sondern jedenfalls teilweise Ägirinaugit und Diopsid. Dies ist z. B. der Fall mit dem von Fr. Williams und später von H. Washington beschriebenen typischen Pulaskit von Fourche Mountain, Arkansas. Die Analysen dieses Gesteins stimmen zwar recht nahe überein mit den oben angeführten Fenitanalysen, unterscheiden sich aber doch, entsprechend dem Nephelingehalt, durch einen etwas höheren Gehalt an Al_2O_3 (über 20 %, anstatt ca. 16½ %). Von Interesse ist, daß Rosenbusch auch von dem Vulkan Oldonyo l'Engay im Afrikanischen Graben Auswürflinge von Ägirinsyenit (mit etwas Nephelin) zusammen mit solchen von Ijolith erwähnt (l. c. S. 1437).

Daß auch zusammen mit Nephelinsyeniten (ohne Begleitung von Ijolithen) mit den Feniten nahe übereinstimmende *Ägirinsyenite* vorkommen können, zeigt u. a. die oben angeführte Analyse eines solchen Gesteins von den Los Inseln, W.-Afrika; es besteht nach Lacroix, welcher dasselbe

als Pulaskit bezeichnet, aus: Orthoklas mit Albit, samt ein wenig Ägirinaugit mit Ägirinrand, Titanit und Titanitmagnetit; die Struktur ist miarolitisch, feinkörnig bis mittelkörnig, und das Gestein tritt als Gänge in Hauyn-führendem Syenit auf[1].

Ägirinsyenite, die mit den Feniten sowohl chemisch als in der Mineralien-zusammensetzung ziemlich gut übereinstimmen, finden sich unter den Eruptiv-gesteinen des Kristianiagebietes an mehreren Stellen als Übergangsgesteine zwischen Pulaskiten und den an Quarz ärmsten, basischen Gliedern der Ekeritreihe. Diese Gesteine zeigen doch ziemlich durchgehends eine typische Pulaskitstruktur, mit Übergänge in trachytoide Struktur (rektanguläre Durchschnitte der Feldspäte etc.) und sind auch durch andere kleine, doch recht charakteristische Unterschiede etwas abweichend von den typischen Feniten. Entsprechende Ganggesteine dieser an Nephelin und Quarz freien

	I	II	III	IV
	Tveitasit Tveitåsen	*Übergangsgestein zwischen* Tveitåsit und Fenit SSW von Melteig	*Fenit* Nahe bei Melteig	*Fenit* W. v. Melteig
SiO_2	48.46	59.03	62.17	60.55
TiO_2	1.64	0 37	0.44	0.11
ZrO_2	0.05	0.06	0.05	0.04
Al_2O_3	3.08	10.51	15.04	16.76
Fe_2O_3	5.97	4.80	3.20	1.09
FeO	7.43	5.05	1.05	1.03
MnO	0.42	0.25	0.11	0.10
MgO	5.57	1.38	0.40	0.19
CaO	18.27	8.34	3.01	4.59
BaO	0.06	0.04	0.15	0.03
Na_2O	3.03	5.88	5.25	6.24
K_2O	1.59	3.33	7.16	6.12
H_2O	—(0.19)	(0.03)	0.02	(0.12)
	+ 0.44	0.05	0.41	0.24
P_2O_5	2.34	0.77	0.05	0.50
CO_2	1.12	0.06	1.61	2.45
Cl	0.02	—	—	—
F	0.20	0.06	Spur	0.03
S	0.34	0.04	0.09	0.03
	100.22	100.05	100 21	100.22

[1] Albit- und Mikroperthit-reiche Syenite, die mit den norwegischen Feniten verwandt, obwohl nicht ganz nahe übereinstimmend sind, finden sich nach Adams und Barlow auch zusammen mit und übergehend in Nephelinsyenite in dem Haliburton—Bancroft-Gebiet in Kanada (z. B. l. c. S. 258 ff.).

	Tveitåsit	*Übergangs-gestein*	*Fenit*	*Fenit*
	Tveitåsen bei Melteig	Tveitåsit und Fenit SW v. Melteig	Nahe bei Melteig	W. von Melteig
Feldspäte	15.18	54.19	77.84	85.15
Pyroxene	71.56	41.76	13.46	7.36
Andere Mineralien . .	12.77	3.98	8.51	7.08
Berechnete Zusammensetzung der Pyroxe der Tveitåsite und Fenite				
SiO_2	51.99	51.22	51.71	51.22
Al_2O_3	0.42	0.29	0.45	0.55
Fe_2O_3	7.78	11.38	25.25	24.32
FeO & MnO	10.97	12.69	5.72	6.52
MgO	7.78	3.30	2.97	2.58
CaO	17.62	16.47	3.64	4.75
Na_2O	3.02	4.41	9.81	9.51
K_2O	0.42	0.24	0.45	0.55
	100.00	100.00	100.00	100.00

Ägirinsyenite finden sich unter den *Sölvsbergiten* des Kristianiagebietes, welche, obwohl strukturell verschieden, ebenfalls was ihre chemische und mineralogische Zusammensetzung betrifft, ja ziemlich viel an die oben beschriebenen Fenite erinnern.

Die oben beschriebenen Tveitåsite und Fenite bilden, wie schon erwähnt, *eine charakteristische kontinuierliche Serie*, in welcher der Gehalt an grünem Pyroxen mit Zunahme des SiO_2-Gehaltes des Gesteins abnimmt; der Pyroxen *wird gleichzeitig reicher an dem Ägirinsilikat*. Die beigefügte Zusammenstellung der oben angeführten Analysen und Berechnungen wird den Charakter der Serie näher erläutern.

Es ist von Interesse zu bemerken, daß auch der grüne Pyroxen der Tveitåsite entschiedem reicher an dem Ägirinsilikat (und entsprechend ärmer an dem Diopsidsilikat, respektive an CaO und MgO) sein muß, als der grüne Pyroxen der Melteigite (siehe oben S. 60).

Es ist überhaupt von Interesse zu konstatieren, wie die berechnete Zusammensetzung der grünen Pyroxene des Gesteinskomplexes, das sich um die Melteigit-Ijolith-Urtit-Reihe gruppiert, fast durchgehends bei den basischen Gesteinen (ob sie melanokrat oder leukokrat sind) CaO-reichen Mischungen mit ganz geringem Gehalt des Ägirinsilikates entspricht, während dieselbe bei saureren Gliedern sich immer mehr der Ägirinzusammensetzung nähert. Die folgende Tabelle (S. 163) illustriert näher diese Beobachtungsreihe; den berechneten Mischungen der Pyroxene der betreffenden Gesteine des

Mittlere berechnete Zusammensetzung der grünen Pyroxene der Fengebietgesteine etc.

	Ijolith Melteig (Anal. No. 3 S. 18)	*Melteigit* Melteig (Anal. No. 5 S. 18)	*Melteigit-Jacupirangit* Melteig (Analyse No. 7 S. 18)	*Ijolith-Melteigit* Melteig (Analyse No. 4 S. 18)	*Melteigit-Jacupirangit* Melteig (Analyse No. 6 S. 18)	*Hollait* NO v. der Kirchenruine	*Kasenit* O. v. W. Kasene	*Pyroxen aus pegmatit. Verwachsung* Alnö Analyse von Sundell (Högbom l. c. S. 219)	*Biotit-Ijolith* Melteig (Analyse No. 2 S. 18)	*Tveitasit* W. v. Melteig	*Tveitasit* Überg. zu Fenit S. v. Melteig	*Fenit* Überg. zu Tveitasit Ahvenvaara Finnl	*Juvit* Juvet	*Fenit* W. v. Melteig	*Fenit* Nahe bei Melteig
SiO_3	52.24	51.59	50.29	52.31	51.79	51.64	50.95	52.02	51.52	51.99	51.22	49.83	49.75	51.22	51.71
Al_2O_3	0.58	0.26	4.19	0.60	1.45	0.29	1.46	0.88	2.10	0.42	0.29	2.69	1.02	0.55	0.45
Fe_2O_3	2.22	4.71	3.74	3.94	5.22	8.07	8.37	8.14	7.57	7.78	11.38	11.58	21.25	24.32	25.25
FeO	8.99	7.26	7.00	9.69	8.51	5.85	9.44	8.28	6.63	10.38	12.09	10.82	10.10	5.16	4.90
MnO	0.72	0.59	0.30	0.54	0.60	0.73	0.79	—	0.63	0.59	0.60	1.54	1.02	1.36	0.82
MgO	11.03	12.02	8.83	9.09	9.42	8.80	5.65	8.55	8.83	7.78	3.30	3.45	1.02	2.58	2.97
CaO	23.21	22.95	23.27	21.73	20.66	21.21	19.04	18.48	18.51	17.62	16.47	15.07	0.24	4.75	3.64
Na_2O	0.87	0.53	1.37	1.56	2.02	2.65	3.67	2.36	2.95	3.02	4.41	4.48	8.09	9.51	9.81
K_2O	0.14	0.09	0.11	0.54	0.33	0.76	0.63	—	1.26	0.42	0.24	0.54	1.51	0.55	0.45
Div.	—	—	—	—	—	—	—	1.29	—	—	—	—	—	—	—
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Fengebietes sind in der Tabelle auch die Analyse des grünen Pyroxens aus einem durch Schriftstruktur ausgezeichneten Gesteins des Alnögebietes nach HÖGBOM, sowie die berechnete Zusammensetzung des Pyroxens des von HACKMANN beschriebenen Übergangsgesteins zwischen Tveitåsit und Fenit von Ahvenvaara, Finnland (siehe oben) beigefügt. Die nahe Übereinstimmung der von HÖGBOM veröffentlichten Analyse mit den berechneten Zusammensetzungen der grünen Pyroxene des Hollaits von Kåsene und des Biotit-Ijoliths von Melteig macht es wahrscheinlich, daß die Berechnungen der meisten der Pyroxenmischungen ziemlich befriedigend genau sein dürften. Man sieht aus der Serie der Tabelle, daß diese grünen Pyroxene sämtlich reich an Fe-Oxyde und ziemlich arm an Al_2O_3 sind; der MgO-Gehalt ist selbst bei den CaO-reichsten Gliedern nicht sehr hoch, und stark abnehmend mit dem CaO-Gehalt, das Hedenbergitsilikat ist demnach, neben dem Ägirinsilikat, offenbar eine charakteristische Verbindung dieser grünen Pyroxene.

b. *Hornblendefenite.*

Reine Hornblendefenite sind im Vergleich mit den Ägirinfeniten verhältnismäßig weniger allgemein verbreitet im Fengebiete. Sie treten doch innerhalb der nördlichen Grenzzone desselben, längs dem Nordsjö, sowie in den Profilen längs der Landstraße SO von Ringsevja, ferner auf der W.-Seite des Tälchens W. von Kamperhoug, in der Nähe von Kåsene etc. etwas häufiger auf, während längs der Südgrenze des Fengebietes nur ganz wenige Vorkommen derselben beobachtet sind.

Diese reinen Hornblendefenite ohne oder nur mit Spuren von Ägirin lassen sich durchgehends als durch Imprägnation von Alkaliverbindungen metasomatisch umgewandelte Grundgebirgsgranite erkennen, und zwar zum Teil offenbar als etwas weniger fortgeschrittene Anfangsstadien der Metasomatose derselben, als die reinen Ägirinfenite. Fast alle reine Hornblendefenite führen nämlich noch etwas *Quarz*, und noch reichlicher bedeutende Reste von *Oligoklas*, zum Teil auch von *Orthoklas*, obwohl dieser gern durch Albitimprägnation mikroperthitisiert ist, und von Albitrand umgeben. Der *Biotit* ist aber in den reinen Hornblendefeniten in allen untersuchten Vorkommen schon vollständig verschwunden und durch filzige, strahlige, sphärolitische oder parallelfaserige Aggregate von Hornblende ersetzt.

Bei weniger fortgeschrittener Fenitisierung des ursprünglichen Granites ist die Neubildung von Albit noch weniger reichlich, bei mehr vorgeschrittener Umwandlung sind, wie in den Ägirinfeniten, kleintafelige Albitaggregate und Schachbrettalbit massenhaft vorhanden; die Hornblendeaggregate sind dann gleichzeitig gewöhnlich stark zersetzt, teils unter Aus-

scheidung von Magnetitstaub baueritisiert, teils von reichlichem sekundär abgesetzten Kalkspat imprägniert.

Die *Hornblende* dieser Hornblendefenite ist in den untersuchten Vorkommen derselben recht verschieden, und auch in einem und demselben Dünnschliff in der Regel nicht einartig. In den meisten Fällen sind zwei Hauptvarietäten vorhanden: eine dunkelgefärbte, stark pleochroitische, eisenreiche Hornblende, und eine sehr helle, wenig pleochroitische; diese letztere tritt in genügend großen Stengeln öfters als Kern auf, mit Randzone von der dunklen Varietät, meistens aber auch ohne Verwachsung mit dunkler Hornblende und dann bisweilen in schönen, sehr feinstrahligen Sphärolithen oder in Büscheln von langen, dünnen Nadeln.

Diese hellgefärbte Hornblende ist sehr wenig, bisweilen kaum merkbar pleochroitisch, mit ganz schwach grünlichblauer Farbe; der Auslöschungswinkel gegen die c-Achse ist häufig 30 bis 31°, in einzelnen Vorkommen bedeutend größer, 36 bis 43°. Die Achsendispersion ist sehr groß, die Interferenzfarben in Schnitten ungefähr nach {010} tief violblau, beim Drehen nach der einen Seite gelb, nach der anderen rein blau.

Die dunkle Hornblende ist stark pleochroitisch, und zeigt in Schnitten ungefähr nach {010} nur kleine Auslöschungswinkel gegen die c-Achse, öfters nur + bis 5°, in der Regel 8 bis 12°.

Die Achsenebene ist sowohl für die hellblaue als für die dunkle Hornblende die Symmetrie-Ebene; es gelang nicht in den meistens dünnen parallelfaserigen Stengeln den Achsenwinkel zu messen.

Professor Jac. Schetelig bestimmte im Schnitt eines etwas größeren Individuums mit Kern und Randzone ungefähr nach (010) die Auslöschungswinkel zu:

für die helle Kernhornblende $c : a_\varrho = 28$ bis 30^0 (rotes Glas)
» » » —»— $c : a_v = 22$ bis 23^0 (blaues Glas)
für die dunkle Randhornblende $c : a = $ ca. 8^0.

Der Pleochroismus ist für die dunkle Hornblende

a = himmelblau, mit recht verschiedener Intensität
b = tief blauviolett oder grauviolett
c = hell grünlich gelb.

In der Regel ist $b > a > c$, bisweilen ist aber der Unterschied zwischen b und a nur gering und a sogar am nächsten etwas kräftiger absorbiert als b.

Professor Schetelig machte mich darauf aufmerksam, daß die helle Hornblende *optisch* ziemlich nahe mit der unter dem Namen *Imerinit* von Lacroix[1] beschriebenen Hornblende aus der Nähe von Ambatoharina,

[1] Minéralogie de la France, Vol. IV, S. 787—789 (1910).

Madagaskar übereinstimmend scheint; diese Hornblende kommt dort in einem angeblich durch Granit kontaktmetamorphosierten Kalkstein vor. Der Imerinit ist sehr reich an MgO (20.60 %) und Na_2O (7.42 %); es konnte nicht festgestellt werden ob die Hornblende der Fenite des Fengebietes auch in *chemischer* Zusammensetzung mit dem Imerinit übereinstimmend ist.

Die dunkle Hornblende ist ganz unzweifelhaft, als aus dem an Fe_2O_3 und FeO reichen Biotit entstanden, reich an Fe-Oxyden und gehört der Arfvedsonitreihe. Auch die helle Hornblende ist wohl aller Wahrscheinlichkeit nach eine Alkalihornblende, und zwar eine an Na_2O reiche Hornblende, muß aber wohl verhältnismäßig arm an Fe_2O_3 sein. Da in den mitgebrachten reinen Hornblendefeniten die Hornblenden selbst in der Regel teilweise zersetzt waren, schien es leider ohne Zweck zu versuchen, ihre Zusammensetzung durch eine Bauschanalyse derselben näher aufzuklären.

Kalkspat tritt auch in den reinen Hornblendefeniten, gewöhnlich doch ziemlich sparsam, als ein ungefähr gleichzeitig mit dem Albit (zum Teil auf Kosten des Oligoklases?) neugebildetes Mineral auf, außerdem aber auch als sekundäres Zersetzungsprodukt der Hornblende.

Gänge von Fenitpegmatit und Fenitbostonit.

Ganggesteine, die mit den pulaskitischen Feniten genetisch zusammenhören müssen, sind im Fengebiete nur ganz sparsam beobachtet, obwohl sie nicht gänzlich fehlen. Sie sind teils grobkörnig pegmatitisch, meistens aber makroskopisch feinkörnig bis dicht, immer ganz vorherrschend oder ausschließlich aus Feldspäten bestehend. Einige wenige Beispiele sollen unten kurz erwähnt werden.

Ca. 120 Meter südlich von den Häusern am Hofe Melteig findet sich im festen Felsen von Melteigit ein kleiner, nur 0.10 bis 0.15 Meter dicker Gang von recht grobkörnigem, hellem *Pegmatit*, in WSW—ONO-licher Richtung den Melteigit durchsetzend. Das Gestein desselben besteht fast ausschließlich aus weißgrauem Feldspat, wesentlich großen Tafeln (bis 3 zu 4 Cm. lang, ca. 1 Cm. dick) von Orthoklas und Mikroperthit, zwischen welchen teils kleintafelige Aggregate von Albit, teils auch kleine Häufchen von Epidotkörnchen, in spindelförmigen Aggregaten von bis 1 Cm. Länge (Pseudomorphosen nach eingeschlossenen, mitgerissenen Prismen vom grünen Pyroxen der Melteigits?); außerdem ein wenig Eisenkies und Spur von Magnetit. Dieser Gang dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach als eine Apophyse von dem kaum 100 Meter entfernten Fenit aufzufassen sein.

Fenitbostonit wurde als kleine, meistens nur wenige Centim. dicke Adern in Ijolith und Melteigit teils in festem Felsen, teils an mehreren losen

Blöcken im Melteiggebiet beobachtet, ebenso in umgewandeltem Ijolith von der WNW-Wand des engen Tälchens des westlichen der Hätvetbäche. Die Gesteine dieser kleinen Gänge oder Adern sind makroskopisch dicht bis feinkörnig, bestehend aus Täfelchen von Orthoklas, gewöhnlich mit einer dünnen Randzone von Albit oder mit dazwischenliegenden Albittäfelchen, bisweilen mit ein wenig Apatit, Spuren von Titanit, Eisenkies, Magnetit, ausnahmsweise auch mit Spuren von chloritisierten Biotitschuppen und sekundär abgesetztem Kalkspat. Ägirin oder Alkalihornblende wurde nicht an diesen kleinen Gängen beobachtet.

Derartige Gänge wurden auch notiert aus der Torsneshalbinsel. Ferner aus einem losen Block von Ägirinringit (siehe weiter unten) zwischen der Sövebucht und der Torsnesbucht. Östlich von der Landstraße, ca. 200 Meter WNW von dem Pfarrhofe findet sich ein etwa $^1/_2$ M. dicker, vertikaler N—S streichender Gang im Grundgebirgsgranit, welcher wahrscheinlich mit den in Melteigit-Ijolithgesteinen aufsetzenden Gängen der Fenitreihe zusammengestellt werden muß. Das Gestein desselben ist feinkörnig bis dicht grau und rötlich, mit dichter violettgrauer Ganggrenze; es besteht aus einem Gemenge von tafeligem Mikroperthit und Albit mit ein wenig Muscovit (nach Nephelin?) mit feinem Staub von Magnetit und ein wenig Kalkspat. Von der Ganggrenze ab ist der angrenzende Granit mit Tafeln von Albit und Aggregaten von dünnen schwach gefärbten Ägirinnädelchen imprägniert.

Die Bildung der Gesteine der Tveitåsit-Fenit-Serie im Fengebiete.

Es wurde schon oben erwähnt, daß Gesteine, die mit den Tveitåsit-Fenitgesteinen des Fengebietes analog und zum Teil ganz nahe übereinstimmend sind, auch in dem Alnögebiet, sowie in dem Kuusamogebiet vorkommen. Ihre Bildung wurde von Prof. Högbom als »ganz sicher »durch Einschmelzung von Gneis durch das Magma« des Nephelingesteines auf Alnö erklärt; die Mikroperthitbildung dachte er sich doch auch »möglich durch bloße Infiltration« (von Albitsubstanz aus dem Magma in ungeschmolzene Orthoklaspartien des Gneises) erklärlich. Die »Pyroxensyenite« des fennischen Gebietes erklärte Hackmann (siehe oben) möglicherweise »durch Aufschmelzung der angrenzenden Teile des Granites durch den Ijolith entstanden«, *oder* vielleicht »durch Differentiation des Ijolithmagmas« gebildet. Eine Imprägnation des umgebenden Gneisgranites mit Ägirin und anderen Alkalimineralien bei der Eruption von »Nephelinporphyren« wurde, wie oben (S. 123) erwähnt, auch von Pyhäkuru in Kuolajärvi, N.-Finnland, von Sederholm (l. c.) nachgewiesen.

Es sind somit für die Bildung der Übergangsgesteine zwischen den Nephelingesteinen und den angrenzenden älteren Graniten und Gneisen auf Alnö und in Kuusamo und Kuolajärvi, sowie für die Bildung der typischen Glieder der Tveitåsit-Fenit-Serie selbst drei verschiedene Erklärungsweisen als möglich angedeutet, nämlich durch: 1) *Infiltration* (Imprägnation), 2) *Einschmelzung* oder 3) *Differentiation*.

Nach den Beobachtungen aus dem Fengebiete ist es meiner Ansicht nach unzweifelhaft, daß ein wesentlicher Teil der Fenite tatsächlich durch »*Imprägnation*« — vielleicht teilweise mit Schmelzlösung verbunden — von aus dem Ijolith-Melteigitmagma stammenden Lösungsn in den angrenzenden Granit gebildet sind. Es lassen sich nämlich nicht nur alle Übergangsstadien vom Granit in Fenit genau verfolgen, sondern man kann auch auf Schritt und Tritt genau feststellen, *wie* die Umwandlung des Granites in Fenit durch Auflösung und Substanzzufuhr vor sich gegangen ist.

Die Umwandlung scheint durchgehends mit der Destruktion des *Biotits* eingeleitet. In Dünnschliffen von Granit mit scheinbar noch fast vollständig unveränderten Feldspäten und Quarz sieht man zuerst, wie die einzelnen größeren Biotitplatten von ihren Rändern aus aufgelöst sind, und von einem schmalen farblosen Hof, mit darin schwimmenden winzigen, mit Magnetitstaub gemengten, Restschuppen von noch ungelöstem Biotit, umgeben werden[1]; zwischen diesen Biotitresten finden sich dann bald kleine Nadeln von Alkalihornblende oder Ägirin als Neubildungen ein.

Bei weiterer Umwandlung verschwinden dann auch noch die letzten Reste von Biotit mehr und mehr und an der Stelle des früheren Biotits findet man nur kleine Körner von *Ägirin* (zuerst noch mit Biotitresten gemengt) oder in anderen Fällen kleine Büschel von meistens hellblauer *Alkalihornblende*. Diese letztere scheint offenbar weniger stabil, denn sie ist an einem weiteren Stadium der Umwandlung häufig mehr oder wenig vollständig destruiert, während dagegen der Ägirin mehr und mehr vor-

[1] Da der Biotit des Granites ein *sehr eisenreicher* (siehe oben S. 15), leicht schmelzbarer *Lepidomelan* ist, dürfte darin vielleicht die Erklärung seiner früheren Zerstörung bevor derjenigen der übrigen Mineralien des Granites zu suchen sein; es wäre ihrer leichteren Schmelzbarkeit wegen vielleicht möglich, daß die Biotittafeln schon durch die Erhöhung der Temperatur durch den Einfluß des Ijolith-Magmas jedenfalls teilweise einer *Schmelzlösung* unterlagen. Für diese Erklärung spricht vielleicht die Beobachtung, daß der durch Infiltration abgesetzte Ägirin in größerem Abstand von der Grenze des Granites gegen die Ijolith-Melteigit-Gesteine fast immer mit noch erhaltenem Biotit gemischt ist.

Professor V. M. Goldschmidt hat mich darauf aufmerksam gemacht, daß der Biotit auch das reaktionsfähigste Mineral des Granits sein dürfte und schon deshalb vor den anderen Granitmineralien mit den eindringenden alkalischen Lösungen oder Schmelzflüssen reagiert haben muß. Eine scharfe Grenze zwischen eigentlicher »Schmelzung« und »Lösungsumsatz« ist naturgemäß in diesem Falle kaum zu ziehen.

herrschend die Zwischenräume zwischen den farblosen Mineralien einnimmt. Die Bildung des Ägirins (und der Alkalihornblende) hat offenbar zum Teil[1] auf Kosten des Biotits stattgefunden, jedenfalls in so fern, als der hohe Gehalt der Fe-Oxyde desselben gewiß in den neugebildeten Ägirin eingegangen ist, was dadurch bewiesen wird, daß die Fenite öfters weder Spuren von Eisenerz noch von anderen Fe-haltigen Mineralien führen. Das Na_2O des Ägirins muß wesentlich aus dem Ijolithmagma zugeführt sein, die SiO_2 desselben kann wohl zum Teil aus dem aufgelösten Quarz des Granites stammen.

Wenn die Destruktion des Biotits und die Neubildung von Ägirin weiter fortgeschritten ist, findet man, daß gleichzeitig auch der Gehalt an *Quarz* stark abgenommen hat, und daß ferner auch die Umbildung und die Neubildung der *Feldspäte* in voller Entwicklung sind. Es scheint der in erster Linie der *Kalifeldspat* des Granits angegriffen; die gr Körner desselben sind zuerst randlich aufgelöst und haben dabei d ak- teristische zackige Kantenzerfranzung und ihre einigermaßen isome orm erhalten. Gleichzeitig ist durch Infiltration von Albitsubstanz der Orthoklas in *Mikroperthit* umgewandelt. Sehr häufig sind die Mikroperthitkörner dabei gleichzeitig auch mit einer orientierten *Randzone von Albit* umgeben worden; diese Randzone scheint dann auf Kosten des Orthoklases häufig nach innen zu wachsen, bis nur unbedeutende Kernreste oder schließlich bisweilen gar kein Orthoklas mehr übrig bleiben. Dieser um den Orthoklas herum und auf Kosten desselben gebildete Albit ist in der Regel als ein außerordentlich typischer *Schachbrettalbit* ausgebildet. In den meisten Fällen ist gleichzeitig auch neugebildeter Albit in anderer Ausbildung reichlich abgesetzt, nämlich als *Aggregate ganz kleiner* (nur aus wenigen Lamellen nach dem Albitgesetz zusammengesetzter) *Zwillingstafeln*, die zwischen den größeren älteren Feldspatkörnern, oft mit neugebildeten *Mikroklin*körnchen und Ägirinkörnern gemengt, massenhaft eingekeilt sind.

Endlich ist gleichzeitig auch der *Oligoklas* nach und nach von Albit ersetzt; in auffallender Weise scheint der Oligoklas des Granits bedeutend widerstandsfähiger als der Orthoklas gewesen. Nachdem die Mikroperthitbildung etc. schon sehr weit fortgeschritten, ja sogar im wesentlichen abgeschlossen scheint, sieht man nämlich öfters größere Plagioklaskörner, welche im Kern noch bedeutende, *getrübte* Reste des ursprünglichen Oligoklases enthalten, während ihre Randteile schon (wohl durch Austauschen ihres CaO-Gehaltes mit Na_2O) albitisiert sind. In einigen Fällen konnte es festgestellt werden, daß die »Trübung« des Oligoklases auf eine

[1] In den an Ägirin reicheren Feniten und namentlich in den Tveitäsiten muß bei weitem der größte Teil des Ägirins aus dem Ijolith-Melteigit-Magma stammen.

Ausscheidung von zahlreichen sehr kleinen Punkten von sekundär gebildetem Kalkspat zu beziehen war.

Gleichzeitig mit diesen Umwandlungen und Neubildungen der Feldspäte ist nun auch nach und nach der *Quarz* des Granites allmählich aufgelöst und in der Regel schon ziemlich früh nahezu oder vollständig verschwunden; diese Auflösung des Quarzes hat, wie oben erwähnt, schon sehr früh, gleichzeitig mit der Auflösung (Schmelzlösung) des Biotits angefangen. Es dürfte ziemlich sicher sein, daß die reichliche Bildung von Albit eben — wie schon von HÖGBOM für das Alnömassiv angenommen — zum wesentlichen Teil als durch Addition der aufgelösten SiO_2 des Quarzes und der injicierten Lösung von Nephelinsubstanz des Ijolith-Melteigit-Magmas vermittelt, zu erklären sein dürfte:

$$NaAlSiO_4 + 2SiO_2 = NaAlSi_3O_8.$$

Die akzessorischen Mineralien, *Titanit* und *Apatit*, die beide gewöhnlich spärlich auftreten, sind wohl meistens Neubildungen, können aber wohl auch aus dem Granit erhalten sein. Als unzweifelhafte Neubildung tritt *Kalkspat*, in der Regel als Bestandteil der zwischen den Mikroperthitkörnern eingekeilten kleinkörnigen Aggregaten von Albittafeln etc., recht reichlich auf.

Obwohl die Fenite, wenn die Fenitbildung abgeschlossen ist, regelmäßig auch nicht die geringste Spur von Quarz führen, finden sich von dieser Regel doch einige, wenn auch nicht viele Ausnahmen. In einigen dieser Fälle ließ es sich doch konstatieren, daß dann der Quarz nicht als erhaltene Reste der älteren Quarzkörner des Granites aufgefaßt werden konnte, sondern *unzweifelhaft neugebildet* sein mußte. Dies wurde dadurch bewiesen, daß in die (übrigens dann immer recht sparsam auftretenden) Quarzkörner Prismen von neugebildetem Ägirin hineinstecken und zum Teil auch von dem Quarz eingeschlossen sind (siehe Fig. 14. S. 171); auch sind diese Körner von neugebildetem Quarz ganz wasserhell, ohne Spuren von der undulösen Auslöschung, der Felderteilung etc. der gepreßten Quarzkörner des Granites. Diese neugebildeten Quarzkörner sind in der Regel verhältnismäßig groß und liegen gern mehrere zusammen, öfters in Aggregaten kleiner Albitkörnchen eingebettet.

Anders verhält sich ein Fenit aus einer Lokalität etwas südwestlich von Björndalen eingesammelt Derselbe zeigt u. d. M. die gewöhnlichen 1 bis 2 Mm. großen, isomeren, kantenzerfranzten Körner von Mikroperthit (mit Randzone teils von Albit, teils von neugebildetem Mikroklin), ferner auch freiliegende Körner von Mikroklin und Tafeln von Albit; zwischen diesen schmiegt sich um die größeren Körner des Gesteins herum eine reichliche Grundmasse *eines aplitisch körnigen Aggregates von ganz kleinen* (*ca.* $^1/_{20}$ *Mm.*

großen) *Körnchen von Kalkspat und Quarz*, mit ausgezeichneter Pflasterstruktur. In dieser Grundmasse liegen auch vereinzelte größere Körner von Kalkspat und sehr sparsam Pseudomorphosen nach einem Pyroxen (wahrscheinlich Ägirin), kaum 5 % ausmachend, während die Menge des feinkörnigen Aggregates auf etwa 40 % (ca. 10 % Quarzkörnchen und ca. 30 % Kalkspatkörnchen) und diejenige der Feldspäte auf etwa 55 % (ca. 45 % Mikroperthit, ca. 10 % Mikroklin und freie Albitkörner) geschätzt werden konnten. Das Gestein zeigte übrigens Andeutung von Breccien-

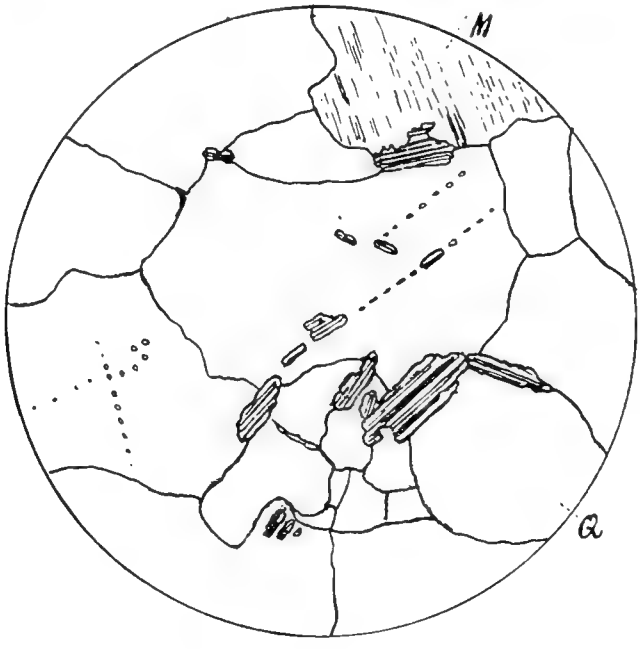


Fig. 14. *Fenit.* 120 Meter NW vom Schweinestall, Söve. Vergr. $^{18}/_{1}$.
Q = neugebildeter Quarz mit Einschlüssen von Ägirin und Flüssigkeitseinschlüssen.
M = Mikroperthit.

struktur (mit Biotitschuppen auf den Brecciespalten abgesetzt), diese hat aber nichts mit der sicher älteren Bildung der erwähnten feinkörnigen Grundmasse von Quarz und Kalkspat zu schaffen.

Der oben beschriebene Prozeß der Umwandlung des Grundgebirgsgranites in Fenit — man könnte denselben mit einem Wort als eine »*Fenitisierung*« bezeichnen — läßt sich, wie schon oben erwähnt, innerhalb der Grenzzone des Granites von dem unveränderten Granite ab gegen die angrenzenden Ijolith-Melteigit-Gesteine hin in allen Stadien der Umwandlung auf Schritt und Tritt genau verfolgen. Die Breite dieser Grenzzone der Fenitisierung ist niemals sehr bedeutend, sehr selten mehr als 200 M. (Sövehalbinsel), häufig ca. 50 Meter, bisweilen nur ganz wenige Meter

(z. B. nördlich von der Hollaitapophyse N. v. Kåsene). Die jetzt vorliegenden Endprodukte der Umwandlung zeigen dann natürlich *je nach dem Abstand von der Grenze* die verschiedenen Stadien der Fenitisierung; in größerem Abstand nur die Anfangsstadien[1]; in mittlerem Abstand die gewöhnlichen durch Fehlen des Biotites und des Quarzes und durch die größeren isomeren, kantenzerfranzten, von Albitrand und Albitaggregaten umgebenen Mikroperthitkörner ausgezeichneten *Mikroperthit-Ägirin-Fenite*; noch näher an die Grenze die vorherrschend aus Schachbrettalbit und Ägirin bestehenden *Albit-Ägirin-Fenite* etc.

Alle diese Fenite sind offenbar nicht oder fast nicht durch eigentliche Schmelzung des Granites mittels des Ijolith-Melteigit-Magmas gebildet, sondern durch *allmähliche Umwandlung desselben infolge Imprägnation* magmatischer Lösungen, die von dem Ijolith-Melteigit-Magma aus in den festen Granit hineingepreßt wurden, wodurch die Granitmineralien teils allmählich aufgelöst, teils von anderen, aus aufgelöster und zugeführter Substanz neugebildeten Mineralien ersetzt wurden. *Dieser Umwandlungsprozeß repräsentiert somit, wenn derselbe abgeschlossen ist, eine vollständige, typische Metasomatose des Grundgebirgsgranites in Fenit.*

Bei der oben beschriebenen Fenitbildung — durch Imprägnation von Lösungen aus dem Ijolith-Melteigit-Magma in den angrenzenden Grundgebirgsgranit des Fengebietes — müssen nach der oben versuchten Auseinandersetzung des Verlaufes derselben unzweifelhaft sehr durchgreifende *chemische* Umsetzungen, unter Austauschen verschiedener teils weggeführter, teils zugeführter chemischer Verbindungen stattgefunden haben.

Die vorliegenden Analysen der Fenite und die einzige, kaum typische Analyse des Granites genügen aber leider nicht um diese Umsetzungen *quantitativ* genauer feststellen zu können; die Granitanalyse gibt sicher nicht die *durchschnittliche* Zusammensetzung des Granites, und die Fenitanalysen beziehen sich beide auf Gesteine, welche noch wohl Kernreste des Orthoklases des Grundgebirgsgranites enthalten haben, und nicht derartig mit Albit angereichert waren, wie die typischen Endstadien der Fenitisierung.

Derartige Endstadien müssen unzweifelhaft viel weniger des Or-Silikates und somit auch viel weniger K_2O enthalten, als die beiden analysierten Fenite. Ich habe deshalb, um die chemische Zusammensetzung derartiger an Or (und K_2O) ärmerer Endstadien der Fenitisierung besser zu veranschaulichen, die drei unten unter I, II und III angeführten theoretischen Fenitmischungen (H_2O-frei) berechnet aus: 1 % Apatit, 5 % Kalkspat, 10 % Ägirin (wie die Mischung II, S. 160) mit: in I 30 % Or und 54 % Ab, in II 20 % Or und 64 % Ab, in III 10 % Or und 74 % Ab.

[1] Hier scheinen auch die ziemlich seltenen reinen Hornblende-Fenite aufzutreten.

	I	II	III	*Granit* Holla
SiO_2	61.80	62.19	62.58	70.54
Al_2O_3	15.98	16.10	16.22	13.66 (+ 0.43 TiO_2 & ZrO_2)
Fe_2O_3	2.53	2.53	2.53	2.29
(Fe, Mn)O	0.57	0.57	0.57	1.63
MgO	0.30	0.30	0.30	0.25
(Ca, Ba)O	3.71	3.71	3.71	1.82
Na_2O	7.34	8.52	9.70	4.22
K_2O	5.12	3.43	1.74	4.58
P_2O_5	0.42	0.42	0.42	0.03
CO_2	2.20	2.20	2.20	0.10
F	0.03	0.03	0.03	Spur (S — 0.03)
	100.00	100.00	100.00	99.97

Diese Mischungen sind einer Anzahl Umwandlungsstufen unzweifelhaft näher liegend als die beiden vorliegenden Fenitanalysen; die an Ab reichste, an Or ärmste Mischung III findet sich doch kaum im Fengebiete (dagegen recht häufig unter den unten beschriebenen Umwandlungsstufen der z. T. vollständig albitisierten Graniteinschlüsse des Sannaits von Ormen).

Die oben angeführten, berechneten Fenitmischungen zeigen, verglichen mit der nebenbei angeführten Granitanalyse, daß bei der Fenitbildung unzweifelhaft K_2O und SiO_2 weggeführt, Na_2O und Al_2O_3 (samt $CaCO_3$) dagegen zugeführt sein müssen. Das Na_2O muß wahrscheinlich teils (mit Al_2O_3 und SiO_2) als Nephelinsilikat, teils (mit Fe_2O_3 und SiO_2) als Ägirinsilikat zugeführt sein. Die weggeführten K_2O-haltigen Lösungen sind aller Wahrscheinlichkeit nach zu suchen in den Muscovitpseudomorphosen des Nephelins; diese Umwandlung des Nephelins in Muscovit ist ja in dem Ijolith-Melteigitgebiet (abgesehen von dem südwestlichen Teil desselben) ungeheuer verbreitet, und setzt eben genau den umgekehrten Austausch voraus (mit Abgabe von Na_2O und Zufuhr von K_2O) von demjenigen des Fenitisierungsprozesses des Granites. Der Fenitisierungsprozeß ist zuerst durch noch flüssige Na_2O-reiche Reste des Ijolith-Melteigitmagmas eingeleitet, und dabei z. T. auch unter Auflösung des Kalifeldspats des Granites an seiner Stelle Albit gebildet; die dadurch jetzt mit K_2O angereicherten Lösungen haben dann nachträchlich umgekehrt die schon erstarrten Ijolith-Melteigit-Gesteine »*muscovitisiert*«. Die Fenitisierung und die Muscovitisierung sind deshalb einander ergänzende komplementäre Prozesse.

Ein Teil des aus dem Granit aufgelösten Or-Silikates dürfte vielleicht auch teilweise bei der Bildung des *Juvites* (durch Mischung mit flüssigen Nach-

schüben von Ijolithmagma) mitwirkend gewesen sein; sowohl das Vorkommen des Juvites eben an der Grenze zwischen Fenit und Melteigit, als die entschieden spätere Bildung des Juvites spricht für die Möglichkeit einer derartigen Erklärung der Pyroxenjuvite, obwohl, wie schon oben erwähnt, auch eine Bildung derselben durch Differentiation des Ijolithmagmas ebenfalls möglich wäre.

Anders verhalten sich die *pulaskitischen* Fenite, welche da, wo sie auftreten, z. T. größere Massen bilden, mit dem typischen Charakter direkt aus einem Schmelzfluß erstarrter Eruptivgesteine; so z. B. in dem breiten Streifen östlich von dem sackförmigen Ijolith-Melteigit-Gebiet bei Melteig und weiter östlich längs dem Südrand des Fengebietes, ferner östlich von Holla Pfarrhof etc. Das Magma dieser Fenite muß jedenfalls aus größerer Tiefe zwischen den schon erstarrten Ijolith-Melteigit-Gesteinen und dem fenitisierten Grundgebirgsgranit aufgepreßt sein. Dies wird direkt bewiesen dadurch, daß Apophysen (NO von Holla Pfarrhof) und kleine Gänge (z. B. ca. 130 M. SSW von Melteig) desselben in schon erstarrten Melteigitgesteinen injiciert sind; diese Gänge müssen ganz unzweifelhaft aus einem Schmelzflußmagma erstarrt sein. Diese pulaskitischen Fenite sind oft sehr arm an Ägirin, und zeigen öfters die typische pulaskitische Struktur mit typischem feinlamellar struiertem Mikroperthit in Tafeln nach {010}; wo sie an die gewöhnlichen Imprägnationsfenite angrenzen, gehen sie aber allmählich in diese über, *und scharfe Grenzen lassen sich zwischen diesen beiden genetisch verschiedenen Fenittypen nicht nachweisen.* Wo der Ägirin in idiomorphen, prismatischen, frei liegenden Krystallen in größeren, auch ziemlich idiomorphen Orthoklaskörnern hineinsteckt und als früher auskrystallisiertes Mineral *eingeschlossen* ist, kann man wohl in der Regel davon ausgehen, daß das Gestein ein echtes magmatisches Erstarrungsgestein repräsentiert, während bei den durch Imprägnation aus einem umgewandelten Granit gebildeten Feniten der Ägirin sehr charakteristisch als *zwischen* den kantenzerfranzten Mikroperthitkörnern dicht zusammen angehäufte und eingekeilte Aggregate nicht idiomorpher Körnchen und Büschel auftritt. In der Grenzzone beider Typen ist aber wohl auch eine gemischte Bildungsweise des Gesteins nicht unwahrscheinlich.

Professor V. M. Goldschmidt hat mich darauf aufmerksam gemacht, daß nach seinen schon 1917 abgeschlossenen, noch nicht publizierten Untersuchungen in den Injektionsgneisen des südwestlichen Norwegens mit den Feniten analoge metasomatische Gesteinsbildungen vorliegen. Die Schieferhülle saurer Intrusivgesteine ist metasomatisch granitisiert unter Aufzehrung

des Tonerdeüberschusses, und die entstandenen metasomatischen »Injektionsgneise« lassen sich von wirklich intrusiven Gneisen oft nicht scharf unterscheiden.

Für die *pulaskitischen* Fenite entsteht ferner die Frage, wie *ihr* Magma in größerer Tiefe gebildet wurde. Es wäre hier wohl denkbar, daß es durch Einschmelzen von Grundgebirgsgranit durch das Ijolith-Melteigit-Magma entstanden sei, und somit als ein *Mischmagma* aufzufassen wäre. Für eine derartige Auffassung (welche schon von Högbom für das Alnögebiet, und von Hackmann für das Kuusamogebiet behauptet wurde) spricht vielleicht das Vorkommen der pulaskitischen Fenite ausschließlich längs der Grenze zwischen Ijolith-Melteigitgesteinen und älterem, fenitisiertem Grundgebirgsgranit[1].

Beweisend ist dieser Umstand aber nicht; die Möglichkeit, daß die pulaskitischen Fenite — wie vielleicht auch die Juvite — durch *Differentiation* aus dem Ijolith-Melteigitmagma selbst entstanden wären, kann deshalb keineswegs ausgeschlossen werden. Es muß in dieser Verbindung daran erinnert werden, daß z. B. für das Magnet Cove-Gebiet H. Washington Pulaskite, die (abgesehen von ihrem Nephelin-Gehalt) mit unseren pulaskitischen Feniten ziemlich nahe übereinstimmen, direkt als Differentiationsprodukte des Magmas, aus welchen auch die Ijolithe daselbst abgespaltet wurden, aufgefaßt hat.

Die leukokraten *Fenite* und die melanokraten, schwarzen *Tveitäsite* sind, wie schon oben erwähnt, in petrographischer Beziehung durch alle mögliche Übergänge mesokrater Glieder mit einander verbunden. Es wäre dann wahrscheinlich, daß die verschiedenen Endglieder dieser petrographischen Serie auch genetisch gleichartiger Bildung wären. Dies ist gewiß auch jedenfalls z. T. der Fall. Ein Teil der mesokraten Glieder der Serie sind ganz unzweifelhaft, wie die Mehrzahl der Fenite, durch Imprägnation von Lösungen des Ijolith Melteigitmagmas aus Grundgebirgsgranit entstanden. Als Beispiel soll hier ein Vorkommen aus der Nachbarschaft des westlichsten der Hätvethöfe erwähnt werden. Etwa 100 Meter west vom Hofe wurde am Wege (bei 112 auf der Karte) ein loser Block eines schwarz und weiß gesprenkelten, feinkörnigen Gesteins gefunden, welcher wahrscheinlich aus der einige Hundert Meter weiter gegen NW überdeckten Grenze gegen den Grundgebirgsgranit stammen dürfte. U. d. M. zeigte

[1] Es wäre auch denkbar, daß die pulaskitischen Fenite derart entstanden seien, daß metasomatisch gebildeter Fenit später verflüssigt wurde, sei es durch rein thermische Schmelzung, oder sei es durch Zufuhr von Mineralisatoren.

sich dies Gestein zu bestehen hauptsächlich aus gerundeten, kantenzerfranzten, 1 bis 2 Mm. großen Körnern des gewöhnlichen aus dem Granit stammenden Orthoklas-*Mikroperthits*, häufig mit Umrandung von neugebildetem *Schachbrettalbit*, welcher auch in größeren, selbständigen Körnern ohne Orthoklaskern auftritt; zwischen diesen älteren und neugebildeten Feldspatkörnern findet sich *eine feinkörnige Zwischenmasse* von kleinen (0.05—0.1 Mm. großen) *Albittafeln* mit kleinen Körnchen von *Kalkspat* gemischt. In dieser Zwischenmasse eingebettet liegen Gruppen von unvollkommenen Prismen eines sehr hellgrünen, kaum pleochroitischen *Ägirins*, etwa 1 bis 2 Mm. lang, bis 1 Mm. dick; diese Ägirinkörner sind zum großen Teil erfüllt von auf ihren Kosten neugebildeten, orientierten Schuppen eines stark pleochroitischen braunen *Biotits*, sowie von ein wenig sekundär abgesetztem Kalkspat und Magnetitstaub. Die Biotitschuppen sind, wie gewöhnlich, orientiert mit ihrer Basisfläche parallel {100} des Ägirins. Sie sind oft so zahlreich, daß der Ägirin in diesen Pseudomorphosen nur als winzige Reste übrig ist, während in anderen Ägiringruppen ihre Umwandlung in Biotit nur wenig fortgeschritten ist. Außer in dieser Weise, als Umwandlungsprodukt des Ägirins, sind winzige Biotitschuppen auch sonst in der aus Albit, Kalkspat und Magnetitkörnchen bestehenden Zwischenmasse reichlich eingestreut, mit Spuren von *Kies* gemischt. Lokal sind nun ferner zwischen den größeren Feldspatkörnern eingekeilt Aggregate von ganz frischen, isomeren, polygonalen (0.05 bis 0.4 Millimeter großen) Körnchen von *Cancrinit* in bis 5 Mm. großen reinen Massen dieses Minerals, teils mit annähernd rektangulärer Form, doch mit abgerundeten Ecken (Pseudomorphosen nach Nephelin?), meistens aber als unregelmäßig eingeklemmte Zwischenmasse, und häufig auch nur als kleine Kornhäufchen mitten in der übrigen Zwischenmasse von Albit und Kalkspat etc. eingestreut. Die Mengenverhältnisse der Mineralien des Gesteins sind nach Schätzung u. d. M. in einer Anzahl verschiedener Dünnschliffe desselben etwa die folgenden: Apatit und Kies ca. 1 %, Magnetit ca. 5 %, Ägirin ca. 10 %, Biotit ca. 20 %, Mikroperthit und Orthoklas-Kerne ca. 15 %, Schachbrettalbit und Albittäfelchen der Grundmasse zusammen etwa 35 %, Kalkspat kaum 5 %, Cancrinit ca. 10 %. — Der Gehalt an neugebildetem Biotit des Gesteins, *welcher die schwarze Farbe desselben hauptsächlich bedingt*, ist sehr verschieden, und dürfte in gewissen Teilen der Stufe bedeutend größer sein als oben angenommen.

Das oben beschriebene Gestein ist somit am nächsten als ein *Cancrinitfenit* zu bezeichnen, mit etwa $^1/_3$ dunkler und etwa $^2/_3$ farbloser Mineralien; teilweise macht der Gehalt von dunklen Mineralien des dann schwarzen Gesteins vielleicht näher die Hälfte desselben aus, und diese Teile des-

selben haben dann eher die Zusammensetzung eines Cancrinit führenden Tveitåsits.

Dies schwarz und weiße Gestein ist aller Wahrscheinlichkeit nach aus einem Grundgebirgsgranit durch Imprägnation von Lösungen aus aufgepreßtem Melteigitmagma gebildet, auf welche die Bildung des Schachbrettalbits, des Ägirins, des Cancrinits zu beziehen sind. Von Interesse ist es nun ferner, daß auch dies schon durch die genannte Imprägnation umgewandelte Gestein *einer fortgesetzten Umwandlung* unterlegen hat, wodurch der neugebildete Ägirin wesentlich in Biotit pseudomorphosiert wurde, und Albit, Biotit auch sonst als reichliche Neubildungen zwischen den Resten der älteren Mineralien abgesetzt werden. — Diese fortgesetzte, durch Biotit-Albit-Bildung charakterisierte Umwandlung muß von Absetzen von *Karbonaten* (Kalkspat, Cancrinit) begleitet gewesen sein, ganz wie es oben bei der Besprechung der Umwandlungsprozesse der Melteigite auseinander gesetzt wurde. Die durch diese *Biotitbildung* etc. charakterisierte späte Phase der Gesteinsumwandlung im Fengebiete dürfte sich wohl ziemlich sicher unter wesentlich niedrigeren Temperaturen vollzogen haben, als die früheren Phasen derselben, wobei der Biotit des Grundgebirgsgranites zuerst eben der Umwandlung unterlag und vernichtet wurde.

Der eben beschriebene *Cancrinitfenit* erinnert in seiner *qualitativen* Mineralienzusammensetzung an den oben (S. 99) erwähnten leukokraten grobkörnigen *Cancrinitjuvit* von W. Käsene; genetisch sind sie doch wahrscheinlich recht verschieden, indem das letztere Gestein mit seiner pulaskitischen Struktur etc. unzweifelhaft ein Erstarrungsgestein sein dürfte, während der Cancrinitfenit (respektive Cancrinittveitåsit) von W. Håtvet wahrscheinlich als ein durch »Fenitisierung« aus dem Grundgebirgsgranit sekundär gebildetes Gestein aufgefaßt werden muß.

Während somit die leukokraten Fenite zum großen Teil, und die mesokraten Fenite und Tveitåsite jedenfalls zum Teil unzweifelhaft durch allmähliche metasomatische Umwandlung des Grundgebirgsgranites unter Imprägnation von aus dem Ijolith-Melteigitmagma stammenden Lösungen gebildet sind, dürfte eine derartige Entstehung für die mesokraten und melanokraten *Tveitåsite* weniger wahrscheinlich sein. Ihr sehr begrenztes Vorkommen teils als unbedeutende Schlieren in pulaskitischen Feniten, teils unmittelbar angrenzend an und übergehend in Orthoklas führende Melteigite (Malignite), macht es nicht unwahrscheinlich, daß sie jedenfalls z. T. vielleicht *aus Mischmagmen erstarrt sind*, die entweder an Ort und Stelle, wo sie jetzt vorgefunden werden, oder in größerer Tiefe (mit nachfolgender Auf-

pressung) durch Einschmelzen von Grundgebirgsgranit in Melteigitmagma oder Ijolithmagma oder z. T. auch durch Einschmelzen von Melteigit in Fenit gebildet waren.

Um eine annähernde Vorstellung zu bekommen über die eventuellen Mischungsverhältnisse einerseits von Melteigit und Ijolith, anderseits von Grundgebirgsgranit, welche durch Einschmelzen des letzteren in Melteigit- (respektive Ijolith-)Magma Tveitâsite (und eventuell auch Fenite?) von der durch die Analysen gefundenen Zusammensetzung geliefert haben sollten, habe ich die unten angeführten Berechnungen ausgeführt.

Die neben der Analyse des Tveitâsits von Tveitâsen angeführte Mischung I der folgenden Tabelle ist berechnet aus 1 Teil des analysierten Biotitgranites (siehe S. 8) und 10 Teilen einer weiter unten (siehe unter »Hollait«, unter I a) angeführten berechneten Melteigitzusammensetzung. — In der dritten Kolumne der folgenden Tabelle ist angeführt das Mittel der früher angeführten beiden Fenitanalysen und einer der Tveitâsitanalysen; die nebenbei angeführte Mischung II ist berechnet aus 3 Teilen des analysierten Biotitgranites und 2 Teilen des Mittels der beiden S. 18 angeführten Analysen 3 und 4 von Ijolith-Melteigit-Gesteinen.

	Tveitâsit Tveitâsen	*Berechnete Mischung I*	*Mittel v. Feniten u. Tveitâsit*	*Berechnete Mischung II*
SiO_2	48.46	45.14	60.58	62.91
TiO_2	1.64	2.74	0.31	1.01
ZrO_2	0.05	0.05	0.05	0.03
Al_2O_3	3.08	5.07	14.10	14.31
Fe_2O_3	5.97	8.05	3.03	2.77
FeO	7.43	7.59	2.38	2.24
MnO	0.42	0.58	0.15	0.10
MgO	5.57	5.34	0.66	1.05
CaO	18.27	17.93	5.31	4.87
BaO	0.06	0.03	0.07	0.03
Na_2O	3.03	2.78	5.79	5.02
K_2O	1.59	1.67	5.54	4.18
H_2O	(— 0.19)	—	(0.06)	(0.05)
	+ 0.44	0.44	0.23	0.35
P_2O_5	2.34	1.90	0.44	0.37
CO_2	1.12	—	1.37	0.52
Cl	0.02	0.01	0.01	Spur
F	0.20	0.17	0.03	0.03
S	0.34	0.51	0.05	0.10
	100.22			
	— 0.19			
	100.03	100.00	100.16	99.94

Der Vergleich der berechneten Mischungen mit den vorliegenden Analysen zeigt eine ziemlich genügende Übereinstimmung; wenn dieselbe nicht noch näher ist, dann muß *erstens* erinnert werden, daß von dem Grundgebirgsgranit nur eine einzige Analyse vorliegt, was ganz ungenügend ist, da die Granite des Grundgebirges in der Umgebung des Fengebietes z. T. recht verschiedene chemische Zusammensetzung haben müssen, *zweitens* daß bei der Berechnung der Einfachheit wegen nur mit ganz einfachen Prozentverhältnissen gerechnet wurde.

Die Berechnung zeigt, daß das Magma, aus dem ein *Tveitåsit* wie das analysierte Vorkommen von Tveitåsen erstarrte, gebildet sein *kann* durch Einschmelzen von etwa 9.1 % von Grundgebirgsgranit in Melteigitmagma; es ist recht wahrscheinlich, daß es auch tatsächlich in dieser Weise gebildet ist.

Die berechnete *Fenit*mischung, aus ca. 60 % Grundgebirgsgranit und ca. 40 % Ijolith-Melteigitmagma, entspricht für die Alkalien weniger gut den vorliegenden Fenitanalysen. Das vorliegende Beobachtungsmaterial lehrt ja auch, daß die Fenite zum großen Teil ganz unzweifelhaft unter Zufuhr und Wegfuhr von aufgelöster Substanz durch allmähliche Imprägnation von Lösungen aus dem Ijolith-Melteigitmagma als Endresultat einer Umwandlung des Granites gebildet sein müssen. Ob sie außerdem teilweise auch durch Einschmelzen (in so fern in größerer Tiefe) von Granit in Ijolith-Melteigitmagma gebildet sind, läßt sich aus dem vorliegenden Beobachtungsmaterial kaum sicher beweisen und muß vorläufig dahin stehen. Das Magma, aus dem die pulaskitischen Fenite (und namentlich die *gangförmigen* Fenite) erstarrten, muß entweder in dieser Weise oder vielleicht eher durch Differentiation entstanden sein.

Anhang zu den Juviten und Feniten: Der Sannait von Ormen.

Von Holla Kirche führt ein Fahrweg durch das Waldgebiet bis nach Hægland am See »Langvand«, etwa 8 bis 9 Km. südwestlich von »Nordsjö«; von Hægland fährt man dann nach dem SO-Ende von Langvand, und weiter nach Solli nahe am NW-Ende des »*Sannavand*«. Die beiden Seen Langvand und Sannavand sind lange, schmale, NW—SO verlaufende, dem Nordsjö parallele Seen. Von Solli führt ein Fußpfad in nordöstlicher Richtung durch den Wald, etwa 2 bis 3 Km. nach dem Hofe Teksle. Ungefähr halbwegs zwischen Solli und Teksle, am höchsten Punkt (etwa 200 M. ü. d. Meer), auf einer Stelle »*Ormen*« genannt, somit etwa 7 Km. SSW von Holla Kirche, entdeckte Hr. Gutsbesitzer D. Cappelen während

einer Jagd in den 80-er Jahren ein Vorkommen eines sehr auffallenden porphyrischen Gesteins mit großen Einsprenglingen von brauner Hornblende etc., und voll von eingestreuten Bruchstücken der umgebenden Grundgebirgsgesteine. Proben des Vorkommens wurden bald nach der Entdeckung dem Mineralogischen Museum der Universität Kristiania zugesandt, wurden aber damals nicht näher untersucht.

Die Entdeckung der interessanten Gesteine des Fengebietes veranlaßte nun auch eine Untersuchung des Vorkommens von Ormen, und Herr Gutsbesitzer CAPPELEN war so freundlich (am 24. Mai 1919) persönlich das ohne Wegweiser schwierig zu entdeckende Vorkommen mitten im Walde zu demonstrieren.

Es zeigte sich dann, daß das Vorkommen nicht, wie von vorn herein angenommen, ein Gangvorkommen, sondern eine vulkanische *Trichterrohrfüllung* repräsentiert. Die flachwellige, durch die Gletscher der Eiszeit abgeschliffene Oberfläche des Grundgebirgsgranits ist hier eben am höchsten Punkte des Waldes auf einem fast kreisrunden oder kurzelliptischen Areal von ziemlich genau 100 M. Durchmesser von dem betreffenden vulkanischen Gestein durchbrochen, in einer derartigen Weise, daß hier unzweifelhaft ein typisches Beispiel einer durch eine Explosion gebildete rohrförmige Durchlöcherung des Grundgebirges vorliegen muß.

Das Gestein der Rohrfüllung, für welches hiermit der Name *Sannait* vorgeschlagen wird, ist ausgesprochen porphyrisch, mit großen, bruchstückartigen Einsprenglingen von braunschwarzer *Hornblende*; spärlich finden sich auch größere Einsprenglinge von schwarzem *Pyroxen*, und noch spärlicher von bronzebraunem *Glimmer* in einer feinkörnigen bis dichten, graugrünen Grundmasse; außerdem sind größere und kleinere Bruchstücke verschiedener Grundgebirgsgesteine (wesentlich Granitit und Amphibolit) stellenweise reichlich vorhanden.

U. d. M. sieht man, daß **die Grundmasse** wesentlich besteht aus *Alkalifeldspat* und tiefgrünem *Ägirin*, dazu auch in geringerer Menge aus Pseudomorphosen nach *Nephelin* samt aus reichlichen Sekundärprodukten (wesentlich Chlorit und Kalkspat).

Der *Ägirin* tritt als winzige, ausgezeichnet idiomorphe Prismen auf, in der Regel höchstens 0.2 Mm. lang, 0.01 bis 0.05 Mm. dick; der Auslöschungswinkel $c : a$ ist höchstens ca. 13 bis 15°. Diese kleinen Pyroxenprismen treten in bedeutender Anzahl auf, in allen Richtungen um einander zusammengehäuft, in den jüngeren Mineralien eingewachsen. Nach diesen Ägirinprismen gebildet ist der *Nephelin*; er hat ursprünglich ganz kleine, vollkommen idiomorphe Prismen (mit Basis) gebildet, stellenweise recht reichlich zwischen den Ägirinprismen eingestreut und wie diese auch in

dem später auskrystallisierten Feldspat eingewachsen, mit scharfen rektangulären oder sechseckigen Durchschnitten, höchstens ca. 0.05 Mm. in Diameter. Sie sind aber nie frisch erhalten, sondern durchgehends in schuppigen *Muscovit* metamorphosiert, öfters von ein wenig *Chlorit* schwach grünlich gefärbt. Die im Feldspat eingewachsenen Pseudomorphosen haben zum großen Teil noch ihre scharfen Krystallumrisse bewahrt, die zwischen den Ägirinnadeln eingeklemmten sind dagegen nur mit Schwierigkeit zu erkennen, indem ihre Umrisse ganz verschwommen und durch die innige Mischung mit sekundärem Chlorit und Kalkspat oft völlig verwischt sind. Daß Nephelin ursprünglich in nicht ganz unbeträchtlicher Menge vorhanden gewesen ist, dürfte doch sicher sein, obwohl die meisten Proben der starken Umwandlung des ganzen Gesteins wegen fast kaum deutliche Spuren desselben erkennen lassen.

Der *Feldspat* der Grundmasse tritt in recht großen, unregelmäßigen Körnern auf als meistens letzte Bildung unter den ursprünglichen Gesteinsmineralien und deshalb wesentlich als Zwischenmasse, von den älteren kleinkörnigen Mineralien (Pyroxen und Nephelin) häufig durchspickt. Der herrschende Feldspat ist in vielen Proben ganz überwiegend *Orthoklas*, bisweilen mit kleinen orientierten Flecken von Albit, und somit wohl häufig ein natronhaltiger Kryptoperthit; in anderen Proben tritt *Albit*, und zwar ein *Schachbrettalbit* als vorherrschender Feldspat auf, dann wohl als etwas spätere Bildung.

Außer den oben erwähnten Mineralien findet sich als verhältnismäßig primäre Bildung in der Grundmasse auch noch ein wenig *Kalkspat* zuletzt auf kleinen Räumen zwischen den Feltspatkörnern auskrystallisiert; er muß nicht mit dem später reichlich auf Kosten der älteren Mineralien sekundär abgesetzten feinkörnigen Kalkspat verwechselt werden.

Als Primärmineralien finden sich ferner noch kleine Prismen von *Apatit*, sowie kleine Kryställchen von *Titanit*, beide doch keineswegs häufig. Als große Seltenheit fand ich in ein Paar Dünnschliffen auch kleine Körner von tiefbraunem, isotropem *Mikrolith*, vollkommen mit demjenigen übereinstimmend, der in den Ijolithen und Melteigiten des Fengebietes als akzessorischer Bestandteil recht häufig verbreitet ist; ferner ganz winzige Kryställchen von *blauem Anatas* (vielleicht eine Sekundärbildung), welches Mineral ja auch in Gesteinen des Fengebietes beobachtet wurde. Endlich ein wenig *Eisenerz* (teils *Titaneisenerz*, teils *Magnetit*) und *Eisenkies*. Das Titaneisenerz ist häufig teilweise oder vollständig in opake Massen von grauweißem Leukoxen zersetzt.

In dieser Grundmasse zerstreut liegt nun, wie schon erwähnt eine Reihe von **Einsprenglingen**: *von Pyroxen, Hornblende und Biotit.*

Recht zahlreich sind erstens meistens kleinere (0.5 bis 5 Mm. große) Einsprenglinge von diopsidartigem *Pyroxen*, im einigermaßen frischen Gestein gewöhnlich mit vollkommen idiomorpher Ausbildung, von {100}, {110} und {010} in der Vertikalzone, am Ende z. T. von {$\bar{1}$11} begrenzt; im Dünnschliff zeigt sich dieser Pyroxen meistens ganz *farblos*, z. T. aber im Kern rauchfarbig oder schwach grünlich gefärbt; in kleinen Zwillingen nach {100} beobachtet man bisweilen, daß bei diesem grünlichen Pyroxen in Querschnitten die ⊥ der b-Achse schwingenden Strahlen eine etwas stärkere Absorption (mit blaß graugrüner, bis rauchgrauer Farbe), die in der Symmetriebene schwingenden Strahlen eine schwächere Absorption (mit blaß grünlich gelber Farbe) zeigen. Der Auslöschungswinkel c : c ist für den gewöhnlichen Pyroxen in Schnitten ⊥ (010) etwa 36°, für den grünlichen Pyroxen ein wenig größer. Diese Pyroxeneinsprenglinge sind durchgehends von einer ganz dünnen (0.05 bis 0.02 Mm. dicken) orientierten Randzone von tiefgrünem Ägirin oder *Ägirindiopsid* umgeben, entsprechend dem massenhaft auftretenden *Ägirin* der Grundmasse und gewiß gleichzeitig mit diesem gebildet. Die kleinen Pyroxeneinsprenglinge sind z. T. in solcher Masse vorhanden, daß sie der zwischenliegenden Grundmasse in Menge nahezu gleichkommt. *Größere* schwarze Einsprenglinge dieses Pyroxens sind ganz spärlich, und bilden dann z. T. deutlich zerbrochene Bruchstücke größerer Krystalle. Sie führen bisweilen kleine sackförmige Einschlüsse von Serpentin mit Magnetitrand, wahrscheinlich resorbierte und später umgewandelte Reste (Pseudomorphosen) von ursprünglichem *Olivin*.

Während die kleinen, erst u. d. M. in Dünnschliffen erkennbaren ausgezeichnet idiomorphen Einsprenglinge des Pyroxens sehr zahlreich und größere (bruchstückartige) Einsprenglinge desselben ganz spärlich sind, verhält sich die *braune barkevikitische Hornblende* ganz umgekehrt. Kleine, nur u. d. M. erkennbare Einsprenglinge derselben finden sich fast nicht, dagegen bestehen die recht häufigen, makroskopisch sichtbaren braunschwarzen Einsprenglinge des Sannaits ganz überwiegend aus der braunen Hornblende, wie schon auch durch die ausgezeichnete Spaltbarkeit, mit den stark glänzenden bronzefarbigen Spaltflächen erkennbar. Diese Einsprenglinge erreichen nicht selten eine bedeutende Größe, 5 bis 8 Cm. und noch mehr, obwohl die meisten etwa 1 bis 2 Cm. im Durchmesser oder kleiner sind. Es ist aber auffallend, daß sowohl die sehr großen, als die kleineren derselben (abgesehen von den ganz kleinen) fast nie eine Andeutung idiomorpher Begrenzung durch gut erhaltene Krystallflächen zeigen; sie scheinen durchgehends nur *Bruchstücke größerer Krystalle* zu sein, und sind deshalb fast nur durch Bruchflächen begrenzt. Die Krystalle, aus welchen diese Bruchstücke Reste sind, scheinen öfters eine kurzprismatische

Ausbildung gehabt zu haben, indem die Dimensionen derselben in der Richtung senkrecht zur Vertikalachse die größten sind; in der Regel sind doch die Länge und die Dicke derselben nicht sehr verschieden.

Auch in Dünnschliffen erweist sich die Spaltbarkeit gern sehr vollkommen; die Farbe ist, wie auch der Pleochroismus, die gewöhnliche der *barkevikitischen* Hornblenden, doch nicht sehr kräftig (braun und bräunlichgelb), der Auslöschungswinkel in Schnitten ung. nach {010} etwa 10 bis 12°.

Diese Hornblende-Einsprenglinge sind öfters wie die Pyroxen-Einsprenglinge mit einer Randzone von kleinen Körnchen von grünem Pyroxen (jedenfalls z. T. Ägirin) umgeben; diese sind aber nicht, wie häufig am

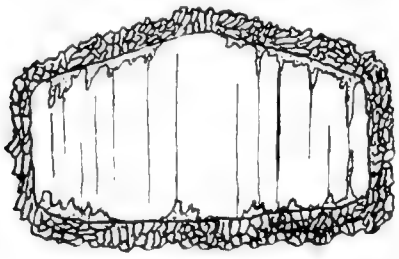


Fig. 15.
Hornblende (aus Sannait) mit Umrandung von Körnchen von grünem Pyroxen; innerhalb dieser ist in der Randzone der Hornblende Kalkspat abgesetzt. Vergr. 25/1.

Fig. 16. Biotitumrandung des Barkevikits (aus Sannait). Vergr. 12/1.

Pyroxen in gesetzmäßiger Parallelanordnung orientiert, sondern ganz unregelmäßig angehäuft. Innerhalb dieser Randzone sieht man u. d. M. dann öfters, daß die Hornblende aufgelöst und von Kalkspat ersetzt ist, welcher sich zungenförmig längs den Spaltungsrissen in die Hornblende hineingefressen hat, bisweilen bis zur vollständigen Verdrängung derselben.

Noch gewöhnlicher ist aber eine andere Umwandlung der Hornblende, ebenfalls von der Randzone derselben ausgehend. Namentlich die kleineren Hornblende-Einsprenglinge sind dabei in der Randzone in büschelförmige Aggregate von braunem *Biotit* umgewandelt, wobei die Tafelebene der einzelnen Biotitblätter ungefähr senkrecht zur Umgrenzung der Hornblendekörner orientiert sind. Bei kleineren, nur einige Millimeter großen Einsprenglingen ist dann häufig nur eine geringe Kernpartie unverändert geblieben, scharf umgrenzt gegen die auf ihre Kosten aus Biotit neugebildete Randzone. Manche Einsprenglinge, namentlich die ganz kleinen, sind bisweilen in dieser Weise vom Rande ab vollständig in Biotitbüschelaggregate umgewandelt.

Bisweilen finden sich in diesen Biotitpseudomorphosen zwischen den dann oft etwas abgefärbten Biotitbüscheln auch opake grauweiße Flecken aus *Leukoxen* (auf Kosten des TiO_2-Gehalts des Barkevikits(?) gebildet).

Kleine Einsprenglinge sind dann bisweilen vollständig in Leukoxen, mit einer ganz dünnen Umrandung von Magnetitkörnchen pseudomorphosiert. Auch ist die Biotithülle außerdem oft aufgebläht durch neugebildete linsenförmige Quarzplatten zwischen den Biotitlamellen.

Größere *Biotiteinsprenglinge* sind bei weitem spärlicher als die Einsprenglinge der Hornblende; sie können ausnahmsweise einen Durchmesser der Platten von einige Centimeter zeigen, sind aber gewöhnlich kleiner. In einzelnen Dünnschliffen fanden sich spärlich kleinere, nur ein Paar Mm. große Einsprenglinge von Biotit. —

Das oben beschriebene Gestein ist nicht in einem einzigen der vielen mitgebrachten Proben vollkommen frisch und unzersetzt. Die Grundmasse ist fast in allen Proben voll von durch sekundäre Zersetzung gebildetem Kalkspat. Die meisten zeigen eine durchgreifende Zersetzung, wobei namentlich der Pyroxen der Einsprenglinge stark gelitten hat. Die Pyroxenkörner sind dabei zuerst von einem Netzwerk von Spalten durchsetzt, auf welchen Kalkspat und Chlorit abgesetzt sind, bis schließlich vollständig in diese Mineralien umgewandelte Pseudomorphosen mit nur unbedeutenden Resten des frischen Pyroxens übrig geblieben sind. Diese von Chloritbildung begleitete *Karbonatisierung* hat dann weiter auch die Grundmasse angegriffen, so daß zuletzt fast nur eine Chlorit-Karbonatmasse mit Staub von Magnetit und grauweißen opaken Flecken von Leukoxen restiert; auch die winzigen Ägirinprismen der Grundmasse sind dabei pseudomorphosiert worden, und die Muscovitschuppen-Aggregate nach dem Nephelin sind nur spärlich erhalten und ihre Reste in der Chlorit-Kalkspat-Mischung nur schwierig zu erkennen. Nur die Feldspatkörner sind z. T. noch erhalten ebenso wie die sparsamen Apatitprismen, die fast ganz unzersetzt scheinen. Selbst in derartigen sehr stark zersetzten und karbonitisierten Proben des Gesteins sind aber die großen Hornblende-Einsprenglinge (abgesehen von der oben erwähnten, sicher magmatischen Randzoneumwandlung in Biotit) in der Regel noch ganz frisch, mit stark glänzenden, braunschwarzen Spaltungsflächen.

Die Mineralienzusammensetzung des Sannaits ist näher besehen eine recht auffallende. Die *Grundmasse*, ursprünglich wesentlich aus *Ägirin*, *Nephelin* samt *Alkalifeldspat* (Orthoklas, Kryptoperthit mit mehr oder weniger reichlichem Albit) bestehend, hat ja ungefähr die Mineralienzusammensetzung eines feinkörnigen, nephelinarmen *Tinguaites* oder *Sölvsbergites*; die zahlreichen *Einsprenglinge* dagegen, von *Pyroxen, barkevikitischer Horn-*

blende und eisenreichem Biotit sind Mineralien, die eher einem an Fe-Oxyde, MgO und CaO reichen, melanokraten, basischem Magma entsprechen, und als Einsprenglinge einer syenitischen Grundmasse als vollkommen fremdartig überraschen. Dies gilt namentlich den *großen* Einsprenglingen von Barkevikit, von Pyroxen und von Biotit; diese wirken auch durch ihre in der Regel bruchstückartige äußere Form geradezu als fremdartige, zufällige Einschlüsse, während die ziemlich zahlreichen, hübsch idiomorph begrenzten, *kleinen* Pyroxen-Einsprenglinge eher als aus dem Magma des Gesteins selbst früh auskrystallisiert erscheinen; auch ihre dünne Randzone von tiefgrünem Ägirin steckt doch von dem im Dünnschliff meistens nahezu farblosen Krystall innerhalb derselben immer sehr scharf ab.

Die großen Bruchstücke von Barkevikitkrystallen und Biotittafeln sind ähnlich den entsprechenden Mineralien z. B. des großkörnigen Vibetoits des Fengebietes (welcher ja wieder aus einem Yamaskitmagma oben abgeleitet wurde), und es wäre wohl nicht ganz unwahrscheinlich, daß das Magma des Sannaits in der Tiefe mit einem schon teilweise auskrystallisierten Yamaskitmagma oder Vibetoitmagma gemischt gewesen wäre, ehe es schließlich in das Explosionsrohr von Ormen aufgepreßt wurde.

Um diese Frage vielleicht näher aufzuklären, schien es wünschenwert eine Bauschanalyse des Gesteins ausführen zu lassen. — Es zeigte sich dabei sehr schwierig von fremden Gesteinseinschlüssen freies Material zu schaffen; schließlich gelang es doch eine Stufe zu finden, welche bei einer jedenfalls für dieses Gestein ungewöhnlichen Frische auch dieser Forderung einigermaßen zu genügen schien. Die von A. Rodland ausgeführte Analyse gab das folgende Resultat (I) (siehe S. 186).

Diese chemische Zusammensetzung zeigt eine nicht ganz geringe Übereinstimmung mit mehreren Vorkommen von *Shonkiniten*, weshalb zwei Analysen von Skonkiniten von Celebes (nach Iddings) und Montana (nach Pirrson) nebenbei zum Vergleich angeführt sind. Das Gestein von Ormen ist jedoch bedeutend ärmer an SiO_2 (was durch den CO_2-Gehalt ausgeglichen ist).

Diese *chemische* Übereinstimmung dürfte doch kaum auf eine tatsächliche nahe Verwandtschaft mit den Shonkiniten zu beziehen sein; so fehlt der *Biotit*, welcher in den typischen Shonkiniten außerordentlich verbreitet ist, in der Grundmasse vollständig und spielt als Einsprenglinge jedenfalls nur eine ganz untergeordnete Rolle, Olivin fehlt auch, und die Struktur ist nicht die hypidiomorphe Tiefengesteinsstruktur der Shonkinite, sondern eine holokrystalline porphyrische Struktur. Von entscheidender Bedeutung scheint mir aber noch mehr der Umstand, daß die bisweilen bis nahezu decimetergroßen Barkevikite, sowie auch die spärlicher auftretenden großen

	I Sannait Ormen	II Shonkinit von Malava, Celebes (Iddings)[1]	III Shonkinit von Sqare Butte, Montana (Pirsson)
SiO_2	42.67	46.32	46.73
TiO_2	2.08	1.23	0.78
ZrO_2	0.05	0.02	—
Al_2O_3	12.06	12.27	10.05
Fe_2O_3	3.57	6.62	3.53
FeO	6.83	5.07	8.20
MnO	0.26	0.55	0.28
MgO	5.60	6.34	9.27
CaO	11.93	12.45	13.22
BaO	0.03	0.21	—
Na_2O	2.26	2.51	1.81
K_2O	4.14	3.49	3.76
H_2O	— (0.16)	(0.28)	—
	+ 2.28	1.34	1.24
P_2O_5	0.94	1.18	1.51
CO_2	4.81	0.01	—
Cl	0.01	0.08	0.18
F	0.08	0.09	—
S	0.37	0.04	—
	100.13	100.32[2]	100.56
	H_2O — 0.16		
	99.07		

Einsprenglinge von Pyroxen und Biotit, wie erwähnt, vollständig den Eindruck *fremder Bruchstücke* machen, die nicht aus dem Magma desjenigen Gesteins, worin sie jetzt gefunden werden, auskrystallisiert sind, sondern eher aus einem melanokraten Magma, das nach schon angefangener Krystallisation mit dem Alkalimagma der Grundmasse gemischt worden wäre.

Bei der Berechnung der Analyse wurde deshalb versucht, die Zusammensetzung der Grundmasse für sich und derjenigen der Einsprenglinge und ihrer Derivate (also den eventuell zugemischten Teil) für sich zu berechnen. Es wurde dabei berücksichtigt, daß in vier Präparaten der analysierten Stufe Biotit nicht beobachtet wurde, ferner, daß kleine *fremde*

[1] J. P. Iddings & E. W. Morley: A Contribution to the petrogr. of S. Celebes. Proc. of the Nat. Acad. of Sc., Washington 1917, S. 596

[2] Einbegriffen 0.03 Cr_2O_3 und 0.19 SrO.

Einschlüsse von krystallinischem Kalkstein in geringer Menge einem Teil des (älteren) Kalkspatgehaltes entsprechen mußten. Weiter, daß der Apatit zum größten Teil wohl der Generation der eventuell fremden Einschlüsse gehörte, da er öfters in den älteren Mineralien (Barkevikit und Pyroxen) eingeschlossen ist; ebenso verhält sich auch das Titaneisenerz. Das Karbonat, das auf Kosten des Barkevikits und des Pyroxens gebildet war, sowie der ebenfalls auf Kosten dieser Mineralien gebildete Chlorit ist deshalb auch als Teile der älteren Generation berechnet.

Für die barkevikitische Hornblende würde ungefähr die Zusammensetzung eines Barkevikits aus Essexit von Montreal (siehe ROSENBUSCH Elemente, 3. Aufl., S. 193, unter 4) zu Grunde gelegt.

Auf Grundlage dieser Voraussetzungen wurde dann versuchsweise die Analyse auf folgende Zusammensetzung berechnet:

I			
Apatit (3/4)	1.68	3.72 %	54.12 %
Titaneisenerz	1.52		
Eisenkies (3/4)	0.52		
Barkevikit	11.56	41.58 %	
Pyroxen	14.19		
Chlorit	15.83		
Kalkspat (3/4) mit Spur von $FeCO_3$	8.23	8.82 %	
(ZrO_2)	0.05		
TiO_2 (als Leukoxen)	0.40		
O für F (in Apatit) und für S (in Eisenkies)	0.14		
II			
Apatit (1/4)	0.55	1.76 %	45.95 %
Eisenkies (1/4)	0.17		
Titanit	0.69		
Magnetit	0.35		
Ägirin	7.30	7.30 %	
Muscovit (nach Nephelin)	5.09	34.12 %	
Orthoklas (mit Spur von Ba-Feldspat)	20.45		
Albit	8.58		
Kalkspat (1/4)	2.74	2.77 %	
O für F und S	0.03		
			100.07
Zu viel berechnet Na_2O			0.10
			99.97

Die Berechnung der beiden Theile I und II entsprechen folgenden Zahlen der Analyse:

	I	I a (I auf 100 % berechnet)		*Vibetoit*		II	II a (II auf 100 % berechnet)		Mittel von *6 Juvit-analysen*		*Fenit* (Melteig)	
SiO_2	17.16	31.69		30.15		25.51	55.56		53.28		62.17	
TiO_2	1.80	3.33		3.47		0.28	0.61		0.38		0.44	
ZrO_2	0.05	0.09		0.18		—	—		0.01		0.05	
Al_2O_3	4.73	8.74		9.10		7.33	15.96		21.39		15.04	
Fe_2O_3	0.75	1.39	13.61	6.07	12.88	2.82	6.14	6.60	2.11	3.87	3.20	4.25
FeO	6.62	12.22		6.81		0.21	0.46		1.76		1.05	
MnO	0.26	0.48		0.20		—	—		0.09		0.11	
MgO	5.57	10.29		8.67		0.03	0.06		0.40		0.40	
CaO	9.92	18.32		20.71		2.01	4.38		3.06		3.01	
BaO	—	—		0.13		0.03	0.06		0.25		0.15	
Na_2O	0.38	0.70		1.66		1.98	4.31		6.51		5.25	
K_2O	0.19	0.35		1.28		3.95	8.60		8.06		7.16	
H_2O+	2.05	3.78		0.48		0.23	0.50		1.00		0.41	
P_2O_5	0.71	1.31		3.51		0.23	0.50		0.25		0.05	
CO_2	3.61	6.66		6.30		1.20	2.62		0.73		1.61	
Cl	0.01	0.02		0.02		—	—		0.02		—	
F	0.06	0.11		0.30		0.02	0.04		0.01		–	
S	0.28	0.52		0.48		0.09	0.20		0.06		0.09	
	54.15	100.00		99.52		45.92	100.00		99.79*		100.19	

* Einbegriffen SO_3 . . . . 0.01, FeS_2 . . . . 0.41

Diese Berechnung zeigt somit, daß der Teil I tatsächlich auf eine Zusammensetzung berechnet werden kann, welche derjenigen eines Vibetoits ziemlich nahe kommt, während für den Teil II dann eine Zusammensetzung auskommt, welche ungefähr zwischen derjenigen eines nephelinarmen Juvits und eines noch nephelinführenden Fenits liegen würde. Es scheint deshalb *möglich*, daß tatsächlich der Sannait hervorgegangen sei aus der Mischung eines derartigen Magmas, mit einem Vibetoitmagma, in welchem die großen bruchstückartigen Einsprenglinge von Barkevikit, Pyroxen und Biotit schon auskrystallisiert waren, während die kleinen, schön idiomorphen Pyroxenkrystalle in dem Mischmagma weiter wachsen konnten und hier dann zuerst mit der Ägirinrandzone versehen und schließlich in der Grundmasse des Alkalimagmas eingeschlossen wurden.

Gegen diese Auffassung könnte wohl am meisten die ziemlich gleichmäßige Zusammensetzung des Gesteins sprechen, indem diese ja eine ganz *innige Mischung* des Alkalimagmas mit dem noch flüssigen Rest des Vibetoitmagmas voraussetzen würde, was allerdings recht schwierig erreichbar gewesen sein dürfte.

Anstatt an die Mischung zwei verschiedener flüssiger Magmen, eines Vibetoitmagmas und eines Alkalimagmas, ungefähr von der Zusammensetzung eines nephelinführenden Sölvsbergits, zu denken, könnte man aber den stattgefundenen Prozeß der Sannaitbildung vielleicht auch in etwas anderer Weise fassen, nämlich so, daß ein schon teilweise auskrystallisiertes Vibetoitmagma (mit großen Barkevikitkrystallen etc. in einem flüssigen Restmagma) an seinem Wege in der Tiefe *den alkalireichen Grundgebirgsgranit teilweise eingeschmolzen oder aufgelöst, und dadurch ein alkalireiches Mischmagma geschaffen habe*, das durch Mischung der aufgelösten Alkalien (und zwar mehr K_2O als Na_2O) des Granits mit dem Ca-Fe-reichen flüssigen Restmagma des Vibetoits, die Bildung der kleinen Pyroxenkrystalle, des Ägirins, sowie der Feldspäte (Albit und Orthoklas) der Grundmasse des Sannaits ermöglichen könnte.

Daß in der Tiefe unterhalb des mit dem Sannait gefüllten Explosionsrohres von Ormen tatsächlich ein Alkalimagma (wahrscheinlich dann ein Ijolith-Melteigit-Magma) den Grundgebirgsgranit unter Bildung fenitischer Gesteine angegriffen und aufgelöst hat, geht übrigens evident aus der unten mitgeteilten Untersuchung der umgewandelten Granititeinschlüsse des Sannaits hervor. Auch ein nephelinführendes Alkalimagma von Juvit-Fenit-Zusammensetzung, das sich mit einem Vibetoitmagma mischen könnte, hat deshalb in der Tiefe unterhalb des Explosionsrohres gewiß nicht gefehlt; der Vibetoit ist ja selbst auch wohl eine Differentiationsfacies des Melteigits und am nächsten mit diesem verwandt. Eine endgültige Entscheidung der Frage der Bildung des Sannaits, ob als ein Mischgestein, oder nur durch Differentiation des gemeinsamen Stamm-Magmas, aus welchem auch der Vibetoit abgespaltet wurde, läßt sich aber kaum schaffen.

Von gewöhnlichen Shonkiniten ist das Gestein von Ormen jedenfalls wesentlich und namentlich durch seine Struktur charakteristisch verschieden, und scheint auch durch seine Genesis so eigentümliche Verhältnisse darzubieten, daß es meiner Ansicht nach mit Recht einen besonderen Namen verdient.

Das geologische Auftreten des Sannaits als Füllung eines Explosionsrohres, sowie seine petrographischen Beziehungen zu verschiedenen Gesteinen des Fengebietes (Vibetoiten, Feniten) sind auch für die Deutung der geologischen Verhältnisse des Fengebietes von Bedeutung.

Einschlüsse fremder Gesteine im Sannait.

Diese stammen meistens von dem durch die Bildung des Explosionsrohres durchbrochenen Grundgebirge; ganz vorherrschend sind unter denselben *Grundgebirgsgranitit* und *Amphibolit*.

Die Größe der Bruchstücke wechselt von nur ein Paar Centimeter bis Faustgröße und selten auch bis Kopfgröße. Die Einschlüsse sind in großer Masse vorhanden, stellenweise so massenhaft, daß jede abgeschlagene Stufe mehrere derselben enthält.

Die *Amphibolite* sind mit Amphiboliten des Grundgebirges der Küstenstrecke Rognstrand—Kragerö übereinstimmend und sind verhältnismäßig sehr wenig verändert worden durch den Einfluß des Eruptivmagmas, durch welches sie aus größerer Tiefe mitgeschleppt gewesen sein müssen, da in dem Grundgebirge der unmittelbaren Umgebung des Explosionsrohres von Ormen kein Amphibolit, nur Granitit ansteht. Die Struktur dieser Amphibolite zeigt eine beginnende Schiefrigkeit durch Längsanordnung der Hauptbestandteile (*Plagioklas* — Andesin bis Labrador — und olivengrün bis gelb pleochroitischer *Hornblende* mit sparsam eingekeilten *Biotitplatten*); Korngröße 1 bis 3 Mm. Akzessorisch *Apatit* und *Magnetit* in ganz kleinen Körnchen. Die Grenzen der Bruchstücke sind scharf und zeigen keine nennenswerte Umwandlungszeichen.

Auch die *Granitite* sind ausnahmsweise ebenfalls nur wenig verändert. Die ursprünglichen Mineralien (Orthoklas, Oligoklas, Quarz, Biotit und akzessorisch Zirkon und Apatit), sind dann noch alle vorhanden mit unveränderter Struktur; die Feldspäte sind aber immer etwas getrübt, mit anfangender Umwandlung, mit fast unveränderten Kernen innerhalb einer netzartigen Trübung der einzelnen Körner; der Biotit ist dann gleichzeitig zu stark grün gefärbtem, nur schwach doppelbrechendem Chlorit umgewandelt unter Aufspaltung der Lamellen desselben und Absetzen von verschiedenen Titanmineralien (Titanit oder Rutil) samt Kalkspat in dünnen, linsenförmigen Platten zwischen denselben.

In anderen Fällen ist der *Biotit* nicht chloritisiert, sondern gänzlich *verschwunden* und an seiner Stelle ein oft sehr stark pleochroitischer *Ägirin* oder *Akmit* (tief grasgrün oder bräunlich grün, grünlichgelb bis gelb) in größeren Körnern abgesetzt, während die Feldspäte und der Quarz noch ziemlich unverändert erhalten sind.

In wieder anderen Fällen, und zwar recht häufig, sind die Feldspäte noch ziemlich gut erhalten, während der *Biotit und der Quarz verschwunden* ist; an den Lösungsräumen derselben ist dann reichlich neugebildeter frischer *Albit*, z. T. mit Krystallen von Ägirin gemischt, abgesetzt.

In noch anderen Fällen, ist, bei weiterer Umwandlung, von *Biotit, Quarz und Orthoklas keine Spur mehr* vorhanden, während Kernreste des *Oligoklases* noch übrig sind; als Neubildungen findet man dann sehr reichlich oft recht große Tafeln von Albit, jedenfalls teilweise als *Schachbrettalbit* ausgebildet, mit oder ohne Ägirin; dieser kann teils als prisma-

tische dickere Krystalle, teils als *Sphärolithe* von dünnen, spießförmigen Nadeln aufgebildet sein. In manchen Fällen ist dann gleichzeitig auch *Kalkspat* als jüngste Bildung mehr oder weniger reichlich zwischen den Albittafeln abgesetzt.

Bei noch weiter fortgeschrittener metasomatischer Umwandlung findet man keine Spur mehr von den ursprünglichen Mineralien des Granitits; diese Bruchstücke bestehen dann oft nur aus *grobtafeligem Schachbrettalbit*,

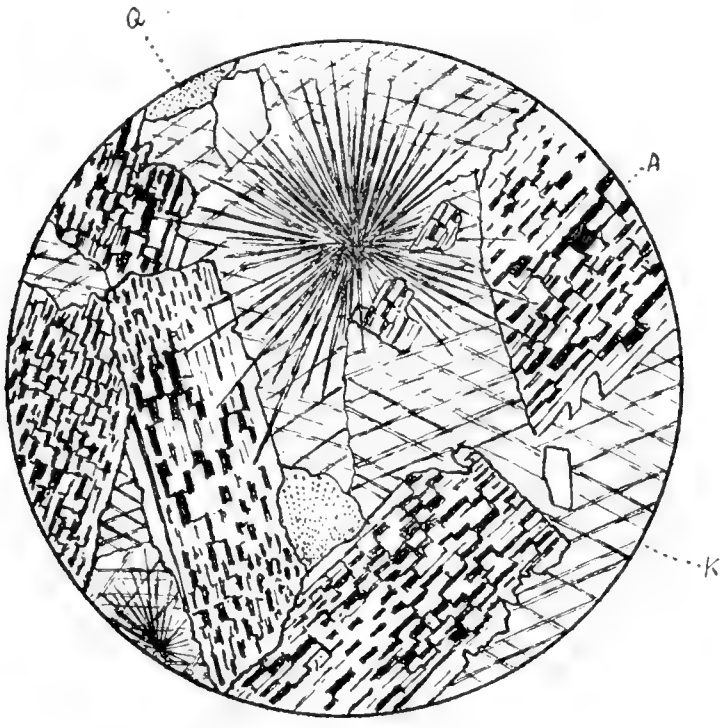


Fig. 17.

Bruchstück in Sannait von Albit-Calcitfels mit Ägirin in Sphärolithen. Q = sphärolitischer Quarz. A = Albit. K = Kalkspat. Vergr. ca. $^{18}/_{1}$.

mit ein wenig Kalkspat in den Zwischenräumen desselben; in den Ecken zwischen den Albittafeln findet man dann bisweilen auch feine *Sphärolithe von radialstrahligem Quarz* (Umwandlungsprodukt von früher abgesetztem Quarzin?), etwas früher als der Kalkspat abgesetzt.

Ein derartiger kopfgroßer Einschluß zeigt schon an der verwitterten Oberfläche eine auffallende, richtungslose Struktur mit ungefähr 5 bis 8 Mm. langen, ca. 2 bis 3 Mm. dicken Tafeln von Feldspat, zwischen welchen die Zwischenmasse tief weggeätzt ist. U. d. M. sieht man, daß die vollkommen frischen Feldspattafeln, die kreuz und quer um einander liegen, aus *Albit mit schöner Schachbrettstruktur* bestehen; ihre Zwischenräume

sind aus körnigem *Kalkspat* ausgefüllt. Im Kalkspat finden sich recht reichlich Sphärolithe von Ägirinnadeln, zum größten Teil stark zersetzt; ein Teil der übrigens ganz ähnlich aussehenden Sphärolithe scheinen aus Chlorit mit ausgeschiedenem Leukoxen zu bestehen und sind vielleicht aus Biotitsphärolithen (?) entstanden. Ganz sparsam findet sich, zwischen eckigen Räumen der Albittafeln eingekeilt, auch ein farbloser, nierenförmig umgrenzter Quarz mit sehr feinstrahliger sphärolitischer Struktur. Die Ägirinsphärolithe stecken mit den Enden ihrer einzelnen Strahlen auch in die Albittafeln hinein.

Der Kalkspat dieses Gesteins ist zwar z. T. sekundär abgesetzt, meistens ist er aber offenbar ein während der Metosomatose verhältnismäßig primär gebildetes Mineral, bisweilen auch deutlich mit einer Krystallecke in die Albittafeln hineinsteckend. Die Mengenverhältnisse der einzelnen Mineralien lassen sich ohne Analyse des Gesteins nicht sicher entscheiden, der Albit macht jedenfalls wenigstens $^2/_3$ des Gesteins aus. Von Apatit und primären Erzen finden sich nur geringe Spuren. Außer Albit ist auch *Orthoklas* in kleinen, vereinzelten Körnern ganz sparsam vorhanden.

Die oben beschriebenen fremden Einschlüsse im Sannait von Ormen sind von wesentlichem Interesse zum Vergleich mit den Verhältnissen des Fengebietes. Da eine Anzahl der Einschlüsse von Amphibolit und Granitit nur ganz wenig verändert sind, während die Mehrzahl der ursprünglichen Granititeinschlüsse mehr oder weniger durchgreifend metasomatisch umgewandelt sind, dürfte die Erklärung dieser Tatsache wohl wahrscheinlich diejenige sein, daß die unbedeutenden Veränderungen der ersteren nur auf die Einwirkung des Sannaitmagmas selbst zu beziehen seien, während die durchgreifende Metasomatose der letzteren aus anhaltenden, dauernden Einflüssen einer größerer Magmamasse herrühren dürften, in bedeutender Tiefe unterhalb der Stelle im Explosionsrohr, wohin sie von dem Sannaitmagma mitgebracht sind.

Da die Endresultate dieser metasomatischen Umwandlung der Grundgebirgsgranite *fenitische Gesteine* sind, denjenigen des Fengebietes entsprechend, scheint es berechtigt daraus zu schließen, *daß das Magma, dessen Einwirkung die Granitite schließlich in Albitfenite umgewandelt hat, auch in der Tiefe unterhalb des Explosionsrohres von Ormen ein Ijolith-Melteigit-Magma gewesen ist.*

Dieses Ijolith-Melteigit-Magma muß in der Tiefe unterhalb des mit dem Sannait gefüllten Explosionsrohres von Ormen aller Wahrscheinlichkeit nach auch hier wie im Fengebiet ein Vibetoitmagma abgespaltet haben.

Die Beziehungen der Sannaiteruption zum Durchbruch der Eruptivgesteine des Fengebietes sind überhaupt so nahe, *daß ein ursprünglicher*

unterirdischer Zusammenhang der Magmen dieser beiden nur etwa 7 Kilometer von einander getrennten Gebiete sehr wahrscheinlich ist.

Von wesentlichem Interesse für den Vergleich mit den Gesteinen des Fengebietes ist es ferner, daß unter den Einschlüssen fremder Gesteine im Sannait auch größere und (meistens) kleinere Einschlüsse von krystallinischen *Pyroxen-Calcitfelsen* beobachtet wurden. Eine Anzahl derselben zeigte sich u. d. M. zu bestehen aus: stengligem *Apatit* in bedeutender Menge, grünem *Pyroxen* in dicken, idiomorphen, von dem Grundprima und den beiden vertikalen Pinakoiden begrenzten Krystallen ($^1/_4$ bis $^1/_2$ Mm. dick, ca. $^1/_2$ bis 1 Mm. lang), meistens in Aggregaten zusammen mit den Apatitprismen eingestreut in körnigem *Kalkspat* in ca. 1 bis 2 Mm. großen Körnern; akzessorisch ein wenig Eisenkies mit Magnetit. Nach Schätzung ist der Gehalt an *Apatit* ca. 5 bis 8 %, *Kies* und *Erz* höchstens ca. 1 %, *Pyroxen* ca. 30 bis 35 %, *Kalkspat* ca. 55 bis 60 %. Der Pyroxen ist ein grüner Diopsid, ähnlich demjenigen der Melteigite des Fengebietes, teils recht stark pleochroitisch mit kräftig grüner und gelbgrüner Farbe, teils hellgrün, wenig pleochroitisch, jedenfalls immer mit einem gewissen Gehalt des Ägirinsilikates. Diese *Apatit-Ägirindiopsid-Calcitfelse* sind genau gleich entsprechenden Gesteinen des Fengebietes (die weiter unten als *Jacupirangit-Kasenite* bezeichnet sind) und beweisen somit eine nahe Verwandtschaft zwischen den Bildungsbedingungen dieses Gebietes und denjenigen des Vulkanschlotes des Sannaits von Ormen.

Ferner ist zu bemerken, daß die Bruchstücke von *Calcitfeniten* (sowie von *Jacupirangit-Kaseniten*) im Sannait von Ormen genau mit entsprechenden anstehenden Gesteinen des Fengebietes übereinstimmen und deshalb eine analoge Bildung durch Mischung von aufgelöstem Kalkstein oder von einem Calcitmagma mit einem Fenitmagma (respektive mit einem Ijolithmagma oder Melteigitmagma) in der Tiefe unterhalb des Explosionsrohres von Ormen voraussetzen dürfte. Dieser Kalkstein oder eventuell dieses Calcitmagma müßte dann hier in der Tiefe vorhanden gewesen sein, ehe das Explosionsrohr von Ormen mit Sannait schließlich gefüllt wurde; die damit zusammenhängenden Fragen sollen weiter unten näher behandelt werden.

SILIKAT-KARBONAT-MISCHGESTEINE UND KARBONATGESTEINE DES FENGEBIETES.

Als ein überraschendes Resultat der näheren Untersuchung des Fengebietes hat es sich ergeben, daß innerhalb seines engen Rahmens verschiedene Typen von unzweifelhaft eruptiven *karbonatreichen Silikatgesteinen* in reicher Fülle auftreten, die ferner durch alle Übergänge mit an Silikaten armen bis äußerst armen *Karbonatgesteinen* intim verbunden sind.

Die karbonatreichen Silikatgesteine des Fengebietes sind *Mischgesteine*, aus einer Mischung von »Silikatmagma« mit »Karbonatmagma« erstarrt.

Die chemische Zusammensetzung sowie auch die Mineralienzusammensetzung dieser Gesteine zeigt, daß das Karbonatmagma dabei — wahrscheinlich in größerer Tiefe — *teils* wesentlich mit einem *Ijolith-Melteigit-Magma*, *teils* wesentlich mit einem *Tveitåsit-Fenit-Magma* gemischt wurde, ehe die dadurch gebildeten Mischmagmen, meistens als Füllung von Gangspalten, in höheres Niveau aufgepreßt wurden. In wie weit die aufgepreßten Mischmagmen zuerst in der größeren Tiefe vielleicht durch *Einschmelzen von festem Kalkstein* in Ijolith-Melteigit-Magma (respektive Tveitåsit-Fenit Magma) oder in anderen Fällen vielleicht umgekehrt durch *Schmelzlösung von festen Ijolith-Melteigit-Gesteinen* (respektive Tveitåsit-Fenit-Gesteinen) in »Karbonatmagma« gebildet waren, ehe sie in höheres Niveau aufgepreßt wurden, läßt sich kaum sicher entscheiden. In vielen Fällen läßt sich aber sicher feststellen, daß diese Mischgesteine *nicht* (oder wenigstens nur in ganz geringer Ausdehnung) dadurch gebildet sind, daß ungemischt aufgepreßtes Silikatmagma — oder umgekehrt ungemischtes Karbonatmagma — das angrenzende Nebengestein der Gangspalten, die jetzt von den Mischgesteinen gefüllt sind, *an Ort und Stelle* eingeschmolzen oder aufgelöst haben.

Die Schlußfolgerungen über die Bildung dieser gemischten Karbonat-Silikatgesteine des Fengebietes als echte Erstarrungsgesteine führen mit logisch zwingender Notwendigkeit dazu, daß auch eine Anzahl fast *reiner Karbonatgesteine ebenfalls als eruptive Erstarrungsgesteine aufgefaßt werden muß.*

In der folgenden Darstellung sollen nun die verschiedenen Gruppen dieser gemischten *Silikat-Karbonat-Gesteine* und *Karbonatgesteine* näher erwähnt werden:

Zuerst Mischgesteine, aus einer *Mischung von Karbonatmagma mit Fenit-Tveitåsitmagma* erstarrt; unter diesen wieder zuerst eutektische Ganggesteine, deren Charakter als unzweifelhaft echte Erstarrungsgesteine für die Auffassung auch der übrigen Gruppen von Mischgesteinen als echte eruptive Erstarrungsgesteine erläuternd ist: *Ringitpegmatite*; dann normal körnige Ganggesteine: *Ägirinringite, Albitringite.*

Dann Mischgesteine wesentlich aus einer *Mischung von Karbonatmagma mit Ijolith-Melteigitmagma erstarrt: Hollaitpegmatite, Hollaite und Kåsenite.*

Schließlich verhältnismäßig reine Karbonatgesteine mit nur geringer Beimischung von Silikaten, häufig aber reich an *Apatit*, teils als eruptive Ganggesteine, teils in größerer Verbreitung auftretend: »*Sövite*« und *Rauhaugite.*

Mischgesteine aus einer Mischung von Karbonatmagma mit Fenit-Tveitåsitmagma.

1. Ringitpegmatite.

An der Landstraße beiderseits der Brücke über den Bach südlich von Ringsevja finden sich unter den Schutzsteinen längs der Straße eine Anzahl großer Blöcke, welche aus Fenit bestehen, von einem oder zwei (parallelen) Gängen eines eutektischen Gesteins, in welchem Kalkspat das Hauptmineral ist, durchsetzt. Diese Blöcke waren bei der Anlage der Straße in der letzten Hälfte des vorigen Jahrhunderts aus anstehendem Felsen längs der Straße ausminiert; es gelang aber jetzt nicht mehr in dem mit Laubwald überwachsenen, stark bedeckten Abhang die Stelle zu finden, wo sie anstehend gewesen waren

Die beiden Gänge sind in den Blöcken nur höchstens $^1/_3$ Meter von einander entfernt, und sind selbst in der Regel nur je etwa 0.2 bis höchstens 0.4 Meter dick, öfters weniger.

Das umgebende Nebengestein dieser Gänge ist ein gewöhnliche mittelkörniger roter Fenit, hauptsächlich aus größeren rundlichen, in den Kanten zerfranzten Körnern von Mikroperthit bestehend, zwischen welchen kleinkörnige Aggregate von Albit und spärlicher Mikroklin, samt recht reichlich tiefgrüne, stark pleochroitische, kurzprismatische Körner von Ägirin, vereinzelte Körner von Kalkspat und Apatit; spärlich und meistens nur auf kleinen Primärspalten finden sich auch dichte Bündel der gewöhnlichen

u. d. M. sehr hell blauen Alkalihornblende der Fenite. Öfters ist aber in der Nähe der Grenze der durchsetzenden Gänge der Fenit von *zahlreichen schwarzen, hauptsächlich aus Ägirin bestehenden Adern durchsetzt* (siehe die Figurtafeln hinten im Buche).

Es verdient speciell bemerkt zu werden, daß dieser Fenit nicht ein »pulaskitischer Fenit«, also nicht ein unzweifelhaft aus einem einheitlichen Fenitmagma erstarrtes Gestein ist, sondern ein wahrscheinlich allmählich durch Auflösung und Imprägnation aus einem Grundgebirgsgranit gebildeter Fenit.

Gegen diesen Fenit erscheint nun die Ganggrenze selbst makroskopisch scharf geradlinig abgeschnitten; u. d. M. zeigt sich dieselbe aber kleinzackig und etwas weniger scharf. Nächst dem Fenit sieht man zuerst schon makroskopisch eine *schwarze Randzone* bald nur ein Paar Millimeter, z. T. aber ein bis zwei Centimeter dick bestehend aus dicht zusammengehäuften, parallelstrahligen, kleinen *Ägirin*-Prismen, senkrecht zur Ganggrenze angeordnet; zwischen den Ägirinstrahlen ist der Zwischenraum mit ein wenig *Kalkspat*, samt noch sparsamerem *Feldspat* und *Apatit* gefüllt.

Von dieser schwarzen, kleinstrahligen Grenzzone aus strahlen nun immer dickere und längere, ausnahmsweise bis zu zwei bis drei Centimeter lange Ägirinprismen gegen die Gangmitte hin in die Gangmasse hinein, hier bald zwischen dem nun vorherrschenden *tafeligen Kalkspat* in Menge gänzlich zurücktretend. Die größeren Kalkspatplatten sind jedenfalls z. T. tafelig nach der Basis, übrigens gewöhnlich von zahlreichen Zwillingslamellen durchsetzt; z. T. bestehen sie aus allotriomorphen Körnern. In der Regel ist nun die Struktur der Gangmasse schon einige Centimeter von der Ganggrenze nicht mehr annäherungsweise senkrecht auf dieselbe parallellamellar, sondern *divergentstrahlig* (ungefähr wie die ophitische Struktur der Diabase). Die einanden kreuzenden divergentstrahligen Kalkspattafeln erreichen hier bei einer Dicke von 2 bis 4 Millimeter öfters eine Länge von 3 bis 4 Centimeter. Die häufig dreieckigen Zwischenräume zwischen den Kalkspatplatten sind gefüllt von den übrigen Mineralien des Gesteins, teils je von einem, je von einem anderen, häufiger aber von einem Gemenge mehrerer derselben. Diese Mineralien sind: *Apatit* reichlich in deutlich resorbierten, an den Kanten angerundeten Prismen, oft massenhaft in den Ecken zwischen den Kalkspatplatten zusammengehäuft und in dieselben hineinsteckend; Spuren von *Eisenkies* und *Magnetit*; *Titanit* recht sparsam in z. T. gut begrenzten prismatischen Krystallen; *Biotit*, stark pleochroitisch mit roten und hellgelben Absorptionsfarben, sparsam und nur in einem Dünnschliff in ein Paar recht großen Körnern; grüner stark pleochroitischer *Ägirin* ($c : a = ca. 11^0$), in größeren

oder kleineren Stengeln, z. T. nur von {110}, z. T. auch von {100} und {010} in der Vertikalzone begrenzt, oft in Büscheln beisammen gruppiert, allein oder mit Apatit in den Zwischenräumen zwischen den Kalkspatlamellen oder eingewachsen in denselben, als das herrschende dunkle Mineral; *Feldspat*, teils *Mikroklin*, teils Kryptoperthit (seltener deutlicher Mikroperthit mit wenig *Albit*) in kleinen Tafeln im Kalkspat in geringer Menge eingewachsen.

Eine Analyse dieser Gänge liegt nicht vor; annäherungsweise habe ich aber, nach dem Befund einer Anzahl Dünnschliffe und auch mit Rücksicht auf die größere Anreicherung des Ägirins in der Grenzzone, versuchsweise die durchschnittliche Mineralienzusammensetzung der ganzen Gangmasse auf folgende Mischung geschätzt: ca. 3.3 % Apatit, 0.2 % Eisenkies, 0.5 % Titanit, 1.0 % Biotit, 20.0 % Ägirin, 6.0 % Feldspat (5 % Kalifeldspat, 1 % Albit), 69 % Kalkspat.

Diese Mischung würde dann ungefähr der folgenden *berechneten* chemischen Zusammensetzung entsprechen:

SiO_2	14.72
TiO_2	0.24
Al_2O_3	1.39
Fe_2O_3	4.99
FeO	1.19
MnO	0.28
MgO	0.57
CaO	41.53
BaO	0.03
Na_2O	2.02
K_2O	1.06
H_2O	0.02
P_2O_5	1.38
CO_2	30.36
F	0.11
S	0.11
	100.00

Dieser Mineralienzusammensetzung nach würde das betreffende eutektische Gestein dieser Gänge somit aufgefaßt werden können als aus ca. 31 % eines sehr ägirinreichen *Tveitåsits*[1] und ca. 69 % $CaCO_3$ bestehend. Das Magma, aus dem dies Gestein erstarrt ist, muß dann auch aus einer ungefähr derartig zusammengesetzten Mischung bestanden haben.

[1] Es verdient in dieser Verbindung daran erinnert zu werden, daß ganz in der Nähe, an der Ostseite des kleinen Tälchens unterhalb (W. vom) Kamperhaug ein *sehr* pyroxenreicher, feinkörniger Tveitåsit auftritt.

Die Struktur des oben beschriebenen Gesteins der beiden genannten Gänge ist eine typisch *eutektische*. Das Hauptmineral, der Kalkspat, hat (abgesehen von dem noch älteren Apatit und dem Ägirin) zuerst in langen Tafeln ausgeschossen und somit das Maschennetz geliefert, ist dann aber zusammen mit den übrigen Mineralien fortfahrend weiter auskrystallisiert, wobei diese das Maschennetz schliefslich vollständig füllten.

Die oben beschriebenen Strukturverhältnisse *finden nur ihre Analogien bei typischen, aus einer magmatischen Lösung erstarrten, Eruptivgesteinen.* Die eigentümliche an Ägirin stark angereicherte Grenzzone mit feinstrahligem Ägirin an der Ganggrenze, in immer dickeren und längeren Ägirinprismen gegen die Gangmitte hineinstrahlend, findet eine genau entsprechende Analogie in den Grenzverhältnissen *des Akmitpegmatitganges bei Rundemyr auf Eker*, wie ich dieselbe früher beschrieben habe[1]. Aus dieser Beschreibung soll die folgende Darstellung hier zitiert werden:

»An der unmittelbaren Ganggrenze ist die Gangmasse ein feinkörniger Ägiringranit. Die Ägirinkrystalle stehen senkrecht zum Saalbande und nehmen bald an Größe zu, nämlich mehrere Centimeter bis Decimeter lang, und gleichzeitig nimmt auch das Korn der übrigen Gangmineralien an Größe stark zu; schon 2—3 Cm. von der Ganggrenze ist die Korngröfse pegmatitisch« etc.

Alle Strukturverhältnisse sind hier vollkommen analog, der Unterschied liegt nur in der Mineralienzusammensetzung, indem an dem Akmitgranitpegmatit von Rundemyr die Zwischenräume zwischen den Ägirinprismen durch Feldspat und Quarz, bei dem Fengestein dagegen wesentlich durch Kalkspat (mit etwas Feldspat etc.) ausgefüllt sind.

Die Erklärung des Akmitgranitpegmatitganges von Rundemyr als aus einem Magma erstarrt war damals (1889) noch nur von verhältnismäfsig weniger Forschern anerkannt. Noch mehr dürfte wohl vielleicht heute die Erklärung des oben beschriebenen eutektischen Gesteins des Fengebietes, mit seinem Kalkspat als Hauptmineral, als aus einer magmatischen Lösung erstarrt manchen Forschern fremdartig erscheinen.

In seiner vorzüglichen Beschreibung der Gesteinsgesellschaft von Alnö erwähnt A. G. Högbom (l. c. S. 142) ein Kontaktvorkommen zwischen »Nephelinsyenit und einer grobkrystallinischen kalkspatreichen Druse«, welche ihrerseits von Feldspat und Ägirin pegmatitisch durchwachsen ist. Die seiner Beschreibung begleitende Figur 4 ($^2/_3$ der natürlichen Größe) erinnert auffallend an die vorherrschende Struktur des oben beschriebenen eutektischen Gesteins des Fengebietes, wie ein Vergleich z. B. mit den Figur-

[1] Zeitschr. f. Min. & Krystall. B. XVI, Part II, S. 316.

tafeln desselben hinten im Buche zeigt. »Die primäre Bildung des Kalkspats in diesem Falle ist ganz offenbar«, bemerkt Högbom. Er erklärt das Vorkommen dieser kalkspatreichen Drusen im Nephelinsyenit durch Einschmelzen von älterem Kalkstein mittels des Magmas des Nephelinsyenites.

So wie die Verhältnisse dieser (und anderer mit denselben analogen) eutektischen, *wesentlich aus Kalkspat bestehenden* Gänge im Fengebiete sind, ist es mehr wahrscheinlich, daß das Magma, aus dem sie offenbar erstarrt sind, ein Mischmagma gewesen ist, durch Mischung in etwas größerer Tiefe von einem Tveitåsitmagma mit »Calcitmagma« entstanden.

Derartige Mischgesteine aus einem Calcitmagma mit einem Tveitåsitmagma oder einem Fenitmagma sollen hier mit einem besonderen Namen bezeichnet werden; nach dem Vorkommen in der Nähe von Ringsevja sollen sie hiermit: *Ringite*, und in der beschriebenen eutektischen Ausbildung der oben erwähnten Gänge: *Ringitpegmatite* genannt werden.

2. Ringitpegmatit und körniger Ringit zwischen W. Kåsene und O. Kåsene.

Dem oben beschriebenen eutektisch pegmatitischen Vorkommen von »Ringitpegmatit« schließt sich auch das unten näher zu erwähnende, teils aus grobkörnigem Ringitpegmatit, teils aus wesentlich isomer körnigem Ringit bestehende Gangvorkommen nahe an.

Etwa 100 Meter NO von dem östlichsten der Häuser von W. Kåsene (eben wo der Fußpfad nach O. Kåsene in östlicher Richtung abbiegt) findet sich ein recht bemerkenswertes Vorkommen meistens kalkspatreicher Gesteine, z. T. mit pegmatitischer Ausbildung, die eine Anzahl Übergangsstufen zwischen ziemlich kalkspatreichem Tveitåsit (*Tveitåsit-Hollait*), *Fenitpegmatit* und sehr kalkspatreichen, Mikroperthit und Ägirin führenden, Gesteinen (*Ringitpegmatit* und *Ägirinringit*) repräsentieren. Das Vorkommen dieser mit sehr verschiedener Ausbildung schnell wechselnden Gesteine ist leider nur auf ein kleines Areal entblößt, so daß die näheren Umstände bei dem geologischen Auftreten derselben nicht sicher festgestellt werden konnten, um so mehr, weil ihre nahen gegenseitigen Verwandtschaftsbeziehungen zum Teil erst nach der Untersuchung einer Anzahl großer Dünnschliffe des mitgebrachten Materiales der einzelnen Gesteinstypen nachgewiesen werden konnten.

1) Am längsten im *südöst*lichen Teil des Vorkommens fand sich ein mittelkörniges, *schwarzes* Gestein, makroskopisch nur mit kleinen, weißen Flecken von Kalkspat gesprenkelt. U. d. M. zeigt sich dies Gestein bestehend aus ganz vorherrschendem *tiefgrünem Ägirindiopsid und Ägirin* (etwa

50 %) in bis 2 Mm. langen Prismen (mit {110}, {100} und {010}), bisweilen an den Enden in eine dünne Randzone von faseriger *hellblauer Hornblende* hinauslaufend. Die Pyroxenprismen sind zum großen Teil eingewachsen in 3 bis 4 Mm. großen Körnern von *Mikroperthit*, etwa ein Viertel des Gesteins ausmachend. Pseudomorphosen (in Muscovit und Chlorit) nach *Nephelin* finden sich spärlich (kaum 5 %) zwischen den Feldspatkörnern eingeklemmt. Von anderen Mineralien finden sich *Apatit* (etwa 3 %), ein wenig *Kies*, Spuren von tiefbraunem *Biotit* (1 %) und schließlich *Kalkspat* in 1 bis 3 Mm. großen Körnern als letzte Bildung recht reichlich (ca. 15 %). Dies Gestein ist unzweifelhaft nahe verwandt mit den Feldspat führenden *Hollaiten* (siehe weiter unten) auf der Strecke Kåsene—Holla Kirche, und unterscheidet sich von diesen nur durch den größeren Mikroperthitgehalt und den entsprechend niedrigen Nephelingehalt; es ist somit, wenn man will, am nächsten ein dem weiter unten beschriebenen Hollait entsprechender kalkspatreicher Tveitåsit, oder *Tveitåsit-Hollait*.

2) Am längsten im *nordwest*lichen Teil des Vorkommens und an hier auftretenden Fenit angrenzend tritt ein ziemlich großkörniger *Fenitpegmatit* auf; in sehr großen Dünnschliffen zeigt sich dies Gestein vorherrschend zu bestehen aus etwa 60 til 65 % *Mikroperthit* in 3 bis 4 Centimeter langen Tafeln nach {010}, z. T. mit Rand von *Albit*, welcher auch in kleineren freien Tafeln (zu etwa 3—5 %) auftritt. Die großen Feldspattafeln sind durchspickt von tiefgrünem *Ägirin* in bis 5 Mm. langen idiomorphen Prismen, wie im Tveitåsit-Hollait öfters mit Randzone und Ausfaserung an den Enden von *blauer Hornblende*, zusammen 30 bis 35 %; außerdem ein wenig *Apatit*, 2 bis 3 % *Titanit*, und ein Paar Prozent *Kalkspat*.

3) An diesen kalkspatarmen Fenitpegmatit angrenzend fand sich ein ganz nahe verwandtes, ebenfalls pegmatitisch grobkörniges Gestein, aus denselben Mineralien, aber in anderem Mengenverhältnis bestehend; nach Untersuchungen großer Dünnschliffe, verglichen mit der makroskopischen Beobachtung, schätze ich die Zusammensetzung zu etwa: 25 bis 30 % *Ägirin* (und *Ägirindiopsid*) in 2 bis 3 Mm. langen Prismen, z. T. mit Rand von blauer Hornblende (etwa 5 %); *Mikroperthit* in bis 3—4 Cm. großen Tafeln, zusammen mit kleineren Körnern von *Schachbrettalbit*, beide zusammen wenigstens 40 bis 45 %. *Kalkspat* auch in recht großen Körnern etwa 20 %, *Apatit* ca. 3 %, *Kies* ca. 1 %, *Titanit* in hübschen kleinen, prismatischen Zwillingen (z. T. pseudomorphosiert in Kalkspat mit zahlreichen winzigen Kryställchen von *Rutil*) etwa 2 %. — Dies Gestein ist somit ein *kalkspatreicher Fenitpegmatit*, nach der für diese Mineralkombination in dieser Abhandlung vorgeschlagenen Nomenklatur als ein *Ringitpegmatit* zu bezeichnen.

4) Zwischen dem oben beschriebenen *Tveitåsit-Hollait* und diesem *Ringitpegmatit* tritt nun in größerer Mächtigkeit, etwa 12 Meter, ein ziemlich *grobkörniger ägirinführender Kalkstein* (*Marmor*) auf. Dies Gestein besteht zum größten Teil zu etwa 60 bis 80 % aus körnigem *Kalkspat* (Korngröße etwa 3 bis 5 Mm.); schon makroskopisch sieht man in diesem zerstreut 2 bis 8 Mm. lange, ziemlich unvollkommen ausgebildete schwarze Prismen von u. d. M. stark pleochroitischem *grünem Ägirin* (c : a etwa 11 bis 12°). Übrigens findet sich *Apatit* in etwa 1 Mm. langen, stark resorbierten, kantengerundeten Prismen und Aggregaten, in Kalkspat und Ägirin eingeschlossen, samt *Titanit*, beide oft sehr reichlich bis mehr als 5 %. Endlich auch *Mikroperthit* in größeren unregelmäßigen Körnchen, sehr ungleichmäßig verbreitet. Der Ägiringehalt ist in dem Gestein gewöhnlich klein, nur 3 bis 5 %, gegen den Ringitpegmatit hin aber immer reichlicher: 10 %, 15 %, ja zu etwa 35 % steigend. Dasselbe ist auch mit dem Mikroperthit der Fall, auch dieser nimmt gegen den Ringitpegmatit hin in Menge stark zu, ebenso auch in Korngröße. Diese Gesteine sollen hier als *Ägirin-Ringite* bezeichnet werden.

Es findet sich demnach eine vollständige Übergangsreihe von dem Fenitpegmatit zu dem Ringitpegmatit und von diesem ferner durch Ägirinringite mit 35 bis 20 % Ägirin und 20 bis 15 % Mikroperthit zu Ägirinringiten mit nur 15 bis 5 % Ägirin und 15 bis 5 % Mikroperthit. In wie fern von diesen an Ägirin armen Ringiten auch nach dem Tveitåsit-Hollait hin alle Übergänge vorhanden sind, konnte nicht konstatiert werden. In der folgenden Tabelle ist nach Schätzung, makroskopisch und in Dünnschliffen, die Mineralienzusammensetzung 6 großer, verschiedener Stufen der oben beschriebenen Gesteine zu etwa folgenden Prozentgehalten angeschlagen:

	Tveitåsit-Hollait	*Ägirin-Ringite*			*Ringit-pegmatit*	*Fenit-pegmatit*
Mikroperthit (und Albit)	25	ca. 5	ca. 15	ca. 20	40—45	60—65
Nephelinpseudomorphosen	5	—	—	—	—	—
Grüne Pyroxene (und Hornblende) . .	50	» 10	» 15	» 33	30—35	30—35
Apatit, Titanit, Kies etc.	5	» 5	» 5	» 7	ca. 6	ca. 3
Kalkspat	15	» 80	» 65	» 40	» 20	» 2

Die Übergangsstufe zwischen dem Ringitpegmatit und dem Ägirinringit wird von einem schwarzen Streifen von mittelkörnigem (teilweise pegmatitischem), an Ägirin reichem *Fenit*, ca. 3 Cm. dick, durchsetzt; dies Gestein besteht zu etwa $^2/_3$ aus Mikroperthit, und zu etwa $^1/_3$ aus Ägirin (mit ein wenig Apatit, Titanit und blauer Hornblende), aber fast ohne

Kalkspat. Ob dieser grauschwarze Streifen ein Gang oder eine Schliere ist, läßt sich kaum sicher tscheiden; diese letztere Annahme dürfte jedenfalls möglich sein.

Das Hauptgestein des ganzen Komplexes ist offenbar der *Ägirinringit*, welcher mit dem Charakter eines recht grobkörnigen weißen bis gelblichweißen, von den Ägirinprismen lokal schwarz gesprenkelten Marmor, ein ca. 12 M. mächtiges *Gangvorkommen* bildet; dieser Gang setzt i NO-licher Richtung (obwohl überdeckt) wenigstens 100 Meter fort.

Sämtliche oben beschriebenen Gesteine dieses Gesteinskomplexes zeigen dieselben Mineralien (nur in verschiedenem Mengenverhältnis) und in derselben Ausbildung; namentlich ist der prismatisch ausgebildete Titanit, in Zwillingen nach {100} (genau wie in den unten beschriebenen Hollaiten auf der Strecke Holla Kirchenruine bis W. Kåsene) sehr charakteristisch; auch der Reichtum an *Apatit* ist bezeichnend. Der Pyroxen ist ein stark pleochroitischer Ägirin, nur in dem Tveitåsit-Hollait mit an Ägirinsilikat reichem Ägirindiopsid zusammen. Auch der z. T. von freiem Albit begleitete *Mikroperthit* hat in allen diesen Gesteinen denselben Charakter, nur mit verschiedener Korngröße. Daß alle diese Gesteine genetisch verbunden sind, scheint deshalb unzweifelhaft. Ebenso scheint es überaus wahrscheinlich, daß sie mit den in der Nachbarschaft von Ringsevja auftretenden, oben beschriebenen eutektischen Ringitpegmatiten ganz nahe verwandt sind.

Es ist demnach wahrscheinlich, daß das beschriebene Gesteinskomplex, *aas eben längs der Grenze gegen den Grundgebirgsgranit auftritt*, ungefähr in folgender Weise zu deuten wäre:

Erstens ist durch Wechselwirkung zwischen dem aufdringenden Melteigitmagma und dem Grundgebirgsgranit der letztere fenitisiert; gleichzeitig ist das Melteigitmagma mit aufgelöstem Kalifeldspat längs der Grenzfläche angereichert, und deshalb ein Tveitåsitmagma daraus gebildet. Dann ist längs der Grenze ferner Calcitmagma aufgepreßt und hat durch Mischung mit dem noch flüssigen Tveitåsitmagma die Erstarrung desselben als *Tveitåsit-Hollait* verursacht, und — gleichzeitig mit aufgepreßtem Fenitmagma gemischt — die Übergangsreihe: *Fenitpegmatit, Ringitpegmatit* veranlaßt; durch stetig fortgesetztes Aufpressen von gemischtem Calcitmagma und Fenitmagma in der Narbe längs der Grenze ist dann schließlich der *Ägirinringit* gebildet. Daß der Ägirinringit das zuletzt erstarrte Gestein ist, wird dadurch wahrscheinlich gemacht, daß die größeren Mikroperthitkörner desselben, gegen den Ringitpegmatit hin, wie sie in dem Kalkspat eingebettet liegen, den Eindruck machen, daß sie *losgerissene Bruchstücke größerer Tafeln* aus dem *Ringitpegmatit* sind. Da auch der eutektische

Ringitpegmatit bei Ringsevja in Fenit aufsetzt und somit jünger als dieser ist, spricht auch die Analogie mit diesem für die Auffassung des Ägirinringites als die jüngste Bildung des oben beschriebenen Gesteinskomplexes. Daß diese kalkspatreichen Gesteine alle echte Erstarrungsgesteine sind, ist vollkommen unzweifelhaft.

Im Jahre 1907 wurde von J. J. H. Teall ein Vorkommen aus der Kontaktzone zwischen Kalkstein und Borolanit und Augitsyenit in Ledbeg River, Assynt, beschrieben, das in mehreren Beziehungen eine nahe Analogie mit der oben beschriebenen Gesteinsreihe NO von Kåsene darbietet[1]:

»It is a mottled dark-green and white rock composed of calcite, orthoclase, and an ægirine-augite. One portion of the specimen consists of ægirine-augite and orthoclase, the other of the same augite in a matrix of calcite. There is absolutely no difference in form, size or colour between the pyroxene associated with the calcite and that associated with the orthoclase. The only way in which such a rock can have been formed is by a most intimate blending of the igneous and sedimentary material accompanied by some interchange of constituents. The pyroxene-orthoclase aggregate is coarse-grained, so that there is no sign of chilling at the contact of the igneous rock with the marble.«

Es liegt nahe diese Gesteine von Ledbeg River in Übereinstimmung mit den Gesteinen der Übergangsreihe von der Stelle NO von Kåsene als Mischgesteine, aus einer Mischung von Calcitmagma (aus geschmolzenem Kalkstein) mit Silikatmagma erstarrt zu erklären. — — — —

Das Auftreten pegmatitischer Mischgesteine: *Fenitpegmatit* und Ringitpegmatit, eben längs der Grenze gegen den umgebenden Grundgebirgsgranit, ist ein Verhältnis, das nicht auf die Strecke Ringsevja—Kåsene beschränkt ist. Auch auf der leider etwas überdeckten, etwa NNO—SSW verlaufenden Grenze zwischen Grundbebirgsgranit und Fenit NNO vom Pfarrhofe findet man einen grobkörnigen Fenitpegmatit als ein *Stockscheider-Vorkommen* lokal und in geringer Mächtigkeit.

3. Körnige Ringite.

Entsprechend den oben beschriebenen Ringitpegmatiten findet sich im Fengebiet auch eine Anzahl größerer oder kleinerer Gänge mit ungefähr derselben Mineralienzusammensetzung, in struktureller Beziehung aber verschieden, indem ihre Gesteine im wesentlichen mit isomer körniger

[1] The geol. structure of the North-West Highlands of Scotland. Mem. of the Geol. Surv. of Great Britain, 1907, S. 460—461.

Struktur, bald als ganz feinkörnige, bald als mehr grobkörnige Gesteine erstarrt sind. Sie verhalten sich deshalb zu den oben beschriebenen Ringitpegmatiten, mit ihrer eutektischen Schriftgranitstruktur etc., ungefähr wie z. B. die Granitaplite zu den Granitpegmatiten. An dem oben beschriebenen Vorkommen der Ringitgesteine zwischen W. und O.-Kåsene kamen Ringitpegmatit und körniger Ringit an demselben Gang zusammen vor; an den unten beschriebenen Vorkommen ist dies nicht mehr der Fall.

Wie oben bei der Beschreibung des Fenitisierungsprozesses des Grundgebirgsgranits auseinandergesetzt wurde, ist dieser u. a. wesentlich teils durch eine reichliche Imprägnation desselben mit *Ägirin* (oder *blauer Alkalihornblende*), teils auch durch eine reichliche Neubildung von *Albit* charakterisiert. Es ist nun von Interesse, daß eben diese beiden Mineralien, teils der Ägirin, teils der Albit, als charakteristische Bestandteile der unten näher erwähnten Ganggesteine eingehen, welche mutmaßlich durch Mischung von Calcitmagma mit aufgelöstem (oder eingeschmolzenem) Fenit (oder mit Fenitmagma) gebildet sind. Ein Teil dieser Ganggesteine sind vorherrschend *Albit-Calcitgesteine*, mit etwas Biotit, andere sind vorherrschend *Ägirin-Calcitgesteine*. Sie sollen unten als *Ägirinringite*, respektive als *Albitringite*, jede Gruppe für sich, näher erwähnt werden.

a. *Ägirinringite.*

Aus einem Vorkommen eines größeren, feinkörnigen »Kalkspatganges« zwischen Björndalen und Dalen (Vibetodalen) wurde eine Stufe mitgebracht, die in Dünnschliffen u. d. M. die folgende Zusammensetzung zeigte:

Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus *Kalkspat*, worin als zweites Hauptmineral zahlreiche prismatisch ausgebildete idiomorphe Kryställchen von *Ägirin*; diese sind nur 0.5 bis 1 Mm. lang, meistens nur 0.2 Mm. dick, begrenzt von {110} und {100}, und nur teilweise frisch, häufig aber pseudomorphosiert in Kalkspat mit ein wenig Chlorit und Magnetitstaub. Diese Ägirinprismen sind gleichmäßig zerstreut durch das ganze Gestein. Mehr lokal angehäuft findet sich *Albit* in kleinkörnigen Aggregaten, gemischt mit ein wenig *Mikroklin*. *Apatit* ist reichlich in resorbierten Prismen vorhanden; ganz sparsam findet sich ferner auch *Melanit*. Der primäre, körnige Kalkspat unterscheidet sich wie gewöhnlich durch seine Korngröße und Struktur ganz leicht von dem sekundär abgesetzten Kalkspat der Ägirinpseudomorphosen.

Nach roher Schätzung dürfte dieser *Ägirinringit* ungefähr bestehen aus: 4 bis 5 % *Apatit*, höchstens 1 % *Melanit*, 25 bis 30 % *Ägirin* (und Pseudomorphosen desselben), 6 bis 8 % *Albit* (mit *Mikroklin*), Rest, etwa 60 %, *primärer Kalkspat*.

Das Gestein eines zweiten Vorkommens von Ägirinringit (nur in losen Blöcken vorgefunden) zwischen der Torsnesbucht und der Sövebucht, zeigte in Dünnschliff die folgende Zusammensetzung: *Apatit* etwa 3 %, *Ägirin*, stark pleochroitisch in 1 bis 3 Mm. langen Prismen, mit {110} · {100}, wenigstens 25 %, z. T. mit Randzone von hellblauer Alkalihornblende (und ausnahmsweise pseudomorphosiert in Kalkspat, Magnetit etc.). *Mikroperthit* sparsam in wenigen größeren Körnern, ca. 2 %; *Kalkspat*, die übrigen Mineralien einschließend, in 2 bis 3 Mm. Korngröße, ca. 70 %. Dies Gestein war durchsetzt von einem kleinen, nur 2 Cm. dicken Gang von feinkörnigem *Fenitaplit* (ganz vorherrschend bestehend aus kleinen Körnchen von Albit, und wenigen größeren Körnern von Schachbrettalbit, außerdem ein wenig Mikroperthit, samt faseriger blauer Hornblende, gemischt mit Kalkspat und Magnetit (wahrscheinlich pseudomorph nach Ägirin in geringer Menge). Apatit sparsam, außerdem ein wenig Eisenkies in kleinen Würfeln.

b. *Albitringite.*

In einem losen Block von außerordentlich großkörnigem *Vibetoit*, bei Vibeto—Oppigaren gefunden, findet sich ein kleiner, nur ca. 3 Centimeter dicker Gang eines feinkörnigen, gelbweißen Gesteins mit rostfarbiger Verwitterungshaut. U. d. M. sieht man, daß dies Gestein besteht aus einem Gemenge von *Albit* und *Kalkspat*, mit etwas *Biotit* und ganz untergeordnet *Apatit*, *Eisenkies* und *Magnetit* etc.

Der *Albit* bildet kleine, ziemlich gut idiomorphe Tafeln (teils ganz klein herab bis 0.02 × 0.1 Mm., teils etwas größer 0.3 × 1 Mm.) in Zwillingen nach dem Albitgesetz, z. T. auch als Schachbrettalbit ausgebildet. Diese kleinen Albittafeln treten in großer Masse auf, gleichmäßig im Gestein verteilt zwischen und in allotriomorphen Körnern von *Kalkspat* (Korngröße 0.3 bis 0.5 Mm.). Der *Biotit* ist nicht sehr stark pleochroitisch (braunhellgelb), er tritt teils in größeren, unregelmäßig begrenzten Körnern auf, die poikilitisch von Albit und Kalkspat durchlöchert sind, teils in Aggregaten von ganz kleinen Tafeln, gemischt mit Körnchen von Eisenkies und Magnetit und ein wenig *Apatit*. Äußerst sparsam finden sich außerdem feinschuppige Aggregate von Muscovit mit einigermaßen rektangulärem Durchschnitt, somit wahrscheinlich Reste von Pseudomorphosen nach *Nephelin*, und noch spärlicher Spuren von Pseudomorphosen wahrscheinlich nach *Pyroxen* (Ägirin?), beide zusammen kaum 1 % des Gesteins repräsentierend. Der *Eisenkies* tritt in Würfeln auf, z. T. mit Rand und Adernetz von *Magnetit*, beide zusammen kaum 2 %. Ein Paar winzige Körnchen von *Zirkon*, und im Biotit sehr kleine Körnchen von *Anatas*.

Die prozentische Zusammensetzung des Gesteins wäre nach roher Schätzung etwa die folgende:

Albit 35—40 %, Biotit 12—15 %, Eisenerze, Apatit etc. zusammen kaum 5 %, Karbonate (wesentlich Kalkspat) 40—45 %.

Genau entsprechende kleine Gänge wurden an mehreren Stellen auch in dem *Ijolith-Melteigit*-Gebiet zwischen Melteig und Hâtvet beobachtet. Einer dieser Gänge (in umgewandeltem Melteigit-Jacupirangit) von einer Stelle etwa 70 M. WSW von dem SW-Hâtvet-Hofe, zeigte sich u. d. M. zu bestehen aus kleinen Tafeln von Albit mit körnigem Kalkspat, beide ungefähr in gleicher Menge; außerdem ein wenig Chlorit (nach Biotit) Apatit etc.

Ein derartiger kleiner Gang in stark umgewandeltem Melteigit wurde ferner beobachtet an einer Stelle südlich vom Fußpfad zwischen Dalen und Björndalen, etwa 50 M. O. vom Damkjernbach; dies Gestein besteht ebenfalls aus kleinen Albittafeln in reichlicher Menge in vorherrschendem Kalkspat; außerdem aus chloritisierten Tafeln von Biotit, ein wenig Titanit, Eisenerz und einzelnen kleinen Kryställchen von *Zirkon*.

Aus dem kleinen Tal westlich unterhalb Kamperhaug wurde von der östlichen Wand desselben eine Stufe eines feinkörnigen, hellrötlich weißen Gesteins mitgebracht, das u. d. M. zu folgender Zusammensetzung geschätzt wurde: *Albit* in den gewöhnlichen $^1/_2$ bis 1 Mm. großen Tafeln etwa 30 %; außerdem ein wenig *Orthoklas*; *Apatit* sehr reichlich, etwa 6 bis 8 %; *Titanit* in ganz kleinen Körnchen; Pseudomorphosen eines unbekannten *Pyroxens* (Ägirin?) etwa 2 %, Rest *Kalkspat* etwa 90 %.

Vorzüglich erläuternd für die Entstehung dieser Gänge sind die Vorkommen nahe übereinstimmender Gesteine als *Grenzgesteine* zwischen Kalkstein (Sövit) und Fenit beiderseits des großen Sövitganges (siehe weiter unten), an dem der Steinbruch der Salpeterfabrik von Notodden (Hydro's Steinbruch) abgebaut wurde:

1) Das Nebengestein dieses großen, 12 bis 15 M. mächtigen Ganges ist ein ordinärer *Fenit*, aus dem weiter westlich angrenzenden fast unveränderten Grundgebirgsgranit durch den oben näher beschriebenen Fenitisierungsprozeß entstanden; unmittelbar längs der NW-Grenze des Sövitganges ist dieser Fenit (in einer nur wenige Centimeter breiten Grenzzone) als ein *graues*, sehr feinkörniges Gestein ausgebildet, das u. d. M. eine typische Fenitstruktur erweist; dies Gestein besteht fast ausschließlich aus kleinkörnigem *Albit* und untergeordnet ebenfalls neugebildetem *Mikroklin* mit einem geringen Gehalt von feinschuppigem *Biotit*.

2) Die angrenzende, auch nur wenige Cm. breite *Grenzzone des Ganggesteines* ist ebenfalls feinkörnig, grau mit winzigen, schwarzen Punkten,

und zeigt sich u. d. M. zu bestehen aus: kleinkörnigem *Albit* und *Mikroklin*, *Quarz*, *Kalkspat*, *Biotit* (und Chlorit), *Titanit*, *Apatit*, *Magnetit* und *Eisenkies*. Der Albit tritt teils in kleinen Tafeln (bisweilen Schachbrettalbit), teils in mehr unregelmäßigen Körnchen auf, der *Mikroklin*, der im Vergleich mit dem Albit ganz untergeordnet ist, meistens in solchen Körnchen, z. T. mit Rand von Albit; die Korngröße der Feldspatkörner ist etwa 0.2—0.8 Mm. Sie grenzen teils an *Kalkspat*, teils an *Quarz*, welcher letztere in bis

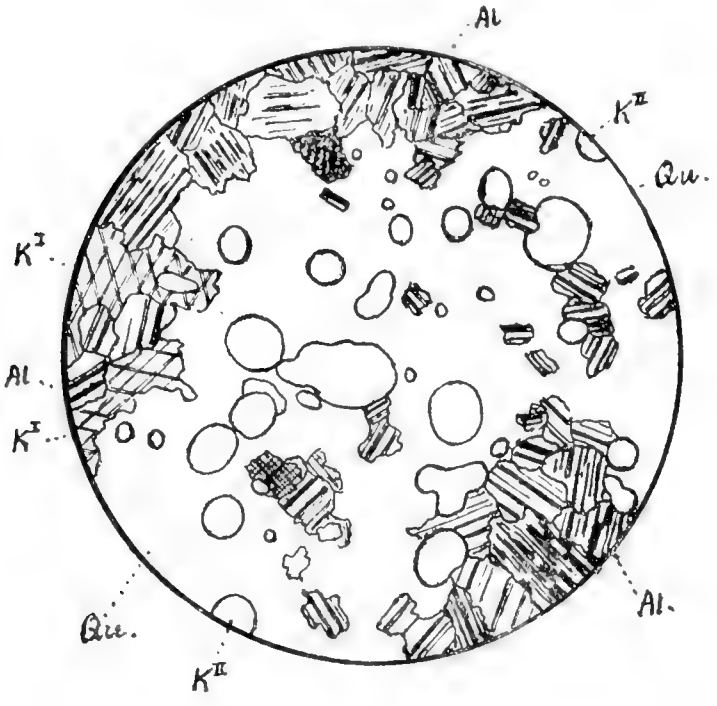


Fig. 18.

Grenzgestein zwischen Sövit und Fenit. Hydro's Steinbruch. Vergr. ca $\frac{32}{1}$. Al = Albit. Qu = Quarz. K^{II} Tropfen von Kalkspat in Quarz. K^{I} größere Körner von Kalkspat. Außerdem mitten im unteren linken Quadrant ein Korn von Mikroklin mit Albitrand; und oben ein Korn von Chlorit.

ein Paar Mm. großen Körnern als Zwischenmasse auftritt. Der Kalkspat tritt auch wesentlich als Zwischenmasse auf, später als der Quarz auskrystallisiert, indem der letztere bisweilen mit deutlichen Krystallecken in den Kalkspat hineinsteckt. Auf der anderen Seite enthält der Quarz kleine, höchstens 0.05 Mm. große runde oder elliptische *tropfenförmige Körnchen von Kalkspat als Einschlüsse*; in einem derartigen Einschluß fand sich *ein noch kleinerer Kern von Titanit*. Die Feldspatkörner und die größeren Kalkspatkörner zeigen übrigens öfters *eutektische Verwachsungen* mit zerfranzten, in einander greifenden Umrissen. Zwischen den Feldspatkörnern

eingelagert finden sich ferner sehr feinschuppige Aggregate von braunem *Biotit*, zum Teil chloritisiert. Früh auskrystallisiert sind kleine, korrodierte Körner von *Apatit*, und namentlich sehr zahlreich kleine, nur 0.1 bis 0.05 Mm. große, hübsche Kryställchen von *Titanit*. Nach roher Schätzung dürfte das Gestein bestehen aus ungefähr: 3 % Apatit; 4 % Titanit; 3 % Eisenkies und Magnetit; 8 % Biotit (und Chlorit); 32 % Albit und Mikroklin; 10 % Quarz; 40 % Kalkspat.

Eine ungefähr von der SO-Grenze desselben großen Sövitganges mitgebrachte Stufe eines feinkörnigen *schwarzen* Gesteins zeigt sich u. d. M. bestehend aus: *Apatit* etwa 2 %; *Eisenkies* und *Magnetit* zusammen etwa 5 %; *Ägirin* schwach grünlich bis fast farblos, in zahlreichen, etwas größeren, nicht sehr regelmäßigen Prismen (von {110}, {100} und {010} begrenzt), etwa 20 %; *Biotit* massenhaft in Aggregaten von kleinen, hübschen braunen Tafeln, 35 bis 40 %; *Albit* fleckweise in Aggregaten kleiner Tafeln etwa 20 %; *Kalkspat* durch das ganze Gestein gleichmäßig verbreitet als Zwischenmasse, nicht sehr reichlich, etwa 15 %. Dies Gestein ist somit durch seinen Reichtum an Biotit und seinen niedrigen Gehalt an Kalkspat wesentlich verschieden von dem unmittelbaren Grenzgestein der NW-Grenze des Ganges. Der Ägiringehalt repräsentiert aber ein typisches Fenitmineral. Aus einer mitgebrachten Grenzstufe zwischen einem Kalkspatgang (Sövitgang) und Fenit aus der Westseite der großen Bucht zwischen Söve und Torsnes gelang es einen Dünnschliff zu erhalten, welcher die unmittelbare Grenze zwischen Fenit und dem Gang zu studieren erlaubt. Der *Fenit* selbst zeigt Reste des Grundgebirgsgranits, aus dem er durch Fenitisierung gebildet ist, mit neugebildetem Schachbrettalbit zwischen größeren, gerundeten, zerfranzten Mikroperthitkörnern, chloritisiertem Biotit, Titanit und Apatit; das angrenzende *Ganggestein* zeigt Albit reichlich, etwa 30 % in den gewöhnlichen, in Kalkspat zerstreuten kleinen Tafeln, nur einige wenige Körnchen von Mikroperthit, ein wenig Magnetit und Kies und wenigstens 65 bis 70 % Kalkspat. — — —

Die oben beschriebenen Grenzgesteine der »Kalksteinsgänge«, wo sie an Fenit grenzen, erlauben kaum eine andere wahrscheinliche Deutung als diejenige, welche eine Mischung von dem aufgepreßten Calcitmagma der Gänge mit darin aus dem angrenzenden Gestein aufgelöstem Fenit voraussetzt. Es muß hier eine Auflösung des Nebengesteins *an Ort und Stelle* stattgefunden haben, da die Albit führende, kalkspatreiche Grenzzone der Gänge nur ganz geringe Mächtigkeit zeigt. Die Mineralkörner dieser Grenzzonen (Albittafeln, Quarz, Biotit etc.) müssen aber aus einer Mischlösung (Mischmagma) *neu auskrystallisiert* sein, und können nicht als nur losgerissene Mineralkörner des Nebengesteins aufgefaßt werden, was namentlich

aus dem Studium der Strukturverhältnisse u. d. M. ganz evident hervorgeht. *Diese dünnen Grenzzonen*, die aus Fenitmineralien und Kalkspat bestehen, müssen deshalb an Ort und Stelle aus einem »Mischmagma von aufgelöstem Fenit und Calcitmagma« erstarrt sein[1].

Diese Albit-Calcit-Gesteine der oben beschriebenen Grenzzonen der großen Sövitgänge, wo sie an Fenit angrenzen, *sind nun aber vollkommen identisch mit den zuerst erwähnten meistens recht kleinen Gängen, die in Vibetoit und Melteigit auftreten. Diese* können aber unmöglich ihren Albitgehalt durch Auflösen ihrer Nebengesteine erhalten haben, sie müssen aus einer magmatischen Lösung erstarrt sein, das aus größerer Tiefe aufgepreßt und in größerer Tiefe gebildet war. Es liegt dann auf der Hand, daß dies Magma ebenfalls wahrscheinlich ein Mischmagma aus Calcitmagma mit Fenitmagma (oder darin aufgelöstem oder eingeschmolzenem Fenit) gewesen ist.

Die gleichmäßig körnige Struktur dieser Ringitgänge ohne jede Andeutung von sukzessiver Absetzung aus Lösungen von den Gangseiten gegen die Gangmitte hin, von einer Parallelstruktur etc., wie sie die typischen, aus Lösungen abgesetzten Mineralgänge zeigen, beweisen schon genügend, daß diese Gänge durch eine die Gangspalten füllende *Injektion einer magmatischen Lösung* gebildet sind. Die Erstarrungstemperatur dieser karbonatreichen Lösungen dürfte wahrscheinlich viel niedriger als die Erstarrungstemperaturen der gewöhnlichen Silikatmagmen gewesen sein.

Mischgesteine aus einer Mischung von Karbonatmagma mit Ijolith-Melteigitmagma.

1. Hollaitpegmatite.

Unter den aus einer Mischung von Karbonatmagma mit Fenit-Tveitâsitmagma erstarrten Ganggesteinen wurden oben u. a. auch Gesteine mit typischer eutektischer Pegmatitstruktur beschrieben. Derartige, aus vorherrschenden Kalkspattafeln mit Silikatfüllung ihres Maschennetzes bestehende Pegmatite sind im Fengebiet nun auch unter den aus einer Mischung von Karbonatmagma mit Ijolith-Melteigitmagma erstarrten Gesteinen, die unten näher erwähnt werden sollen, vorgefunden

[1] Für das schwarze biotitreiche und kalkspatarme Grenzgestein aus der SO – Seite des Kalksteinganges des Steinbruches ist das Verhältnis mehr kompliziert, indem hier wahrscheinlich auch noch aufgelöstes Melteigitmaterial eingemischt sein dürfte; eine gewisse Verwandtschaft mit den aus der Umwandlung von Melteigiten gebildeten oben beschriebenen *Biotit-Calcitfelsen* ist hier unverkennbar.

Schon in der Nähe des oben, zuerst beschriebenen Vorkommens von Ringitpegmatit findet sich in der Nähe der Brücke über den Bach bei Ringsevja ein derartiger, etwa $^1/_2$ Meter dicker vertikaler Gang. Das Hauptvorkommen derartiger eutektischer Pegmatitgänge entdeckte ich aber in dem kleinen Tälchen, das westlich vom Hofe Kamperhoug S. von der Landstraße in etwa N—S-licher Richtung in einer Länge von ein Paar Hundert Meter z. T. in festem Felsen eingeschnitten ist. Die hier auftretenden Gesteine wechseln ziemlich stark; an der *Ostseite* des Tälchens, unmittelbar unterhalb der Häuser von Kamperhoug ist im Talboden eine kleine, schroffe Felswand, hauptsächlich aus verschiedenen feinkörnigen, schwarzen Gesteinen bestehend, teils *Mikromelteigit, Tveitåsit* und Umwandlungsprodukten dieser (hell und dunkel gefärbte gemischte Biotit-Calcitfelse), teils *Kamperit* (siehe unter der Beschreibung desselben S. 100—106) zuerst von überlagerndem *Fenit*, und schliefslich auch von einem etwa N—S streichenden vertikalen Gang von *Diabas* durchsetzt. Die *westliche* Felswand des Tälchens besteht ganz vorherrschend aus Fenit. In diesem finden sich zwei senkrecht durchsetzende eutektische Gänge nur ein Paar Meter von einander; der nördlichste, etwa 1.5 M. mächtig, scheint in etwa ONO—WSW-Richtung den Fenit zu durchsetzen, der südlichere, etwa 2 M. dick, scheint in etwa NNO—SSW-licher Richtung zu streichen; eine exakte Bestimmung der Richtungen ihres Streichens liefs sich in der steil abgeschnittenen Felswand schwierig erreichen. Von dem nördlicheren der beiden Gänge liefs sich ohne Minieren genügendes Untersuchungsmaterial nicht schaffen[1], von dem südlicheren wurde aus heruntergefallenen Blöcken ein reichliches Material der Gangmitte mitgebracht.

Das Hauptmineral der beiden Gänge ist *Kalkspat*; er tritt vorherrschend als divergentstrahlige Tafeln auf, von in der Regel 2 bis 5 Mm. Dicke bei einer Länge von öfters 3 bis 6 Cm. Die Mineralien, welche die häufig dreieckigen Zwischenräume des Maschennetzes der Kalkspattafeln füllen, sind vorherrschend *Biotit, Pyroxen* und *Orthoklas*, samt untergeordnet *Eisenerz*, die alle makroskopisch erkennbar sind. Jedes dieser Mineralien füllt oft allein oder fast allein die Zwischenräume, öfters über gröfsere Partien; gewöhnlich sind sie aber mit einem körnigen Gemenge derselben gefüllt. U. d. M. sieht man, dafs der rote *Orthoklas*, welcher oft in 1 bis 2 Cm. grofsen Körnern auftritt, sich z. T. als ein sehr frischer Kryptoperthit verhält, bisweilen auch mit ein wenig deutlich bestimmbarem *Albit* imprägniert. Neben dem Kryptoperthit finden sich von leukokraten Mine-

[1] Dieser nördliche Gang ist es wahrscheinlich, welcher in einem etwa 100 M. weiter in SW-licher Richtung auftretenden, ca. $^1/_2$ Meter dicken ähnlichen eutektischen Gang durch den Fenit fortsetzt.

ralien auch sparsam kleine Pseudomorphosen nach *Nephelin* (Muscovit von ein wenig grünem Chlorit gefärbt) in hexagonalen Tafeln nach der Basis. *Apatit* tritt oft in ganz bedeutender Menge auf, teils als 2 bis 10 Mm. lange Prismen im Feldspat und im Pyroxen, teils auch als grobkörnige Aggregate von gerundeten und unregelmäßig korrodierten Körnern, bisweilen zusammen mit äußerst spärlichen winzigen Oktaëderchen von *Mikrolith* im Kalkspat zerstreut.

Der *Pyroxen* zeigte sich u. d. M. ein *tiefgrüner Ägirindiopsid* zu sein, wahrscheinlich sehr eisenreich, mit bedeutendem Gehalt des Hedenbergitsilikates; er ist übrigens zum großen Teil stark zersetzt, pseudomorphosiert in Kalkspat mit einem Netzwerk von Limonit und mit kleinen, neugebildeten Oktaëdern von Magnetit. Der sehr frische, schwarze bis braunschwarze *Biotit* zeigt sich u. d. M. außerordentlich stark pleochroitisch, selbst in ganz dünnen Präparaten beinahe schwarz undurchsichtig für Strahlen parallel zur Spaltbarkeit, und hellgelb senkrecht dazu; er ist fast einachsig und (wie die Berechnung der Bauschanalyse des Gesteins wahrscheinlich machte) sicher ein sehr eisenreicher *Haughtonit*. Er tritt in recht großen, stark glänzenden Tafeln auf, bisweilen über größere Partien als neben dem Kalkspat herrschendes Mineral. Das Eisenerz ist *Magnetit*; *Eisenkies* ist am Gange sehr unregelmäßig verteilt.

Die *Struktur* des Gesteins ist, wie aus der Figurtafel hinten im Buche in etwa $^1/_3$ der natürlichen Größe eines mitgebrachten Blockes aus der Gangmitte zu sehen, *eine typische eutektische* Struktur.

An stärker durch die Verwitterung angegriffener Oberfläche stehen die mehr widerstandsfähigen Silikate: der Feldspat, der Biotit und der Pyroxen der Maschennetzfüllung oft $^1/_2$ bis 1 Centimeter hervor zwischen den durch den Einfluß der Atmosphärilien aufgelösten, und infolge dessen tieferliegenden Kalkspattafeln (siehe an der Figurtafel in etwa $^2/_3$ der natürlichem Größe hinten im Buche).

Um eine angenäherte Vorstellung auch von der durchschnittlichen *chemischen* Zusammensetzung der Gangmasse dieses eutektischen Gesteines zu schaffen, wurde ein größerer, etwa 10 Kilogramm schwerer Block der Gangmitte im Aufbereitungswerke des mineralogischen Institutes der Universität zermalmt und nachher zermahlen, und schließlich aus dem feineren Pulver eine Durchschnittsprobe für die Analyse fein zerrieben; da diese Probe nur aus der Gangmitte herrührte, kann die (von A. Rodland ausgeführte) chemische Analyse derselben somit nicht die genaue Durchschnittszusammensetzung der *ganzen* Gangmasse liefern, gibt aber doch wohl eine angenäherte Vorstellung von derselben. Die Analyse gab das folgende Resultat:

	I			Ia (I auf 100 % ber. nach Abzug von $CaCO_3$)
SiO_2	19.73	0.3267	0.3338	41.80
TiO_2	0.57	0.0071		1.21
ZrO_2	0.02	0.0001		0.04
Al_2O_3	6.57	0.0644		13.94
Fe_2O_3	3.49	0.0218		7.39
FeO	4.85	0.0674	0.1104	10.27
MnO	0.18	0.0025		0.38
MgO	1.62	0.0405		3.43
CaO	33.24	0.5936	0.5940	7.16
BaO	0.06	0.0004		0.12
Na_2O	0.47	0.0076	0.0655	1.00
K_2O	3.62	0.0385		7.67
H_2O	−(0.12)			1.00
	+ 0.35	0.0194		
P_2O_5	1.40	0.0099		2.97
CO_2	22.99	0.5233		—
Cl	—	—		—
F	0.10	0.0053		0.20
S	0.67	0.0208		1.42
	100.05			100.00

Diese Analyse wurde auf die folgende Mineralzusammensetzung berechnet:

			Auf 100 % ber. nach Abzug von Karbonat	
Kalifeldspat (mit 0.25 Bariumfeldspat)	10.00	33.54	21.29	58.39
Albit	1.69		3.59	
Muscovit (nach Nephelin)	1.65		3.51	
Pyroxen	10.15	27.51	21.61	58.57
Biotit (Haughtonit)	17.36		36.96	
Magnetit	1.56	6.13	3.32	13.04
Eisenkies	1.25		2.66	
Apatit	3.32		7.06	
Kalkspat 52.52				
$MgCO_3$ 0.42	Karbonat	53.18	53.18	
$FeCO_3$ 0.24				
Rest H_2O 0.04				
O für S und F 0.30		0.34		
		100.50	100.00	

Zu wenig gefunden und er Analyse:

CO_2 0.43		
F 0.10		— 0.45
		100.05

Die prozentische Zusammensetzung des Biotits und des Pyroxens wurde dabei berechnet zu:

	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	
Biotit . .	36.29	3.28	0.12	19.99	5.99	15.72	0.52	5.25	—	0.40	10.37	2.07	100.00
Pyroxen.	49.26	—	—	3.74	5.02	14.48	0.89	4.93	19.61	1.97	0.10	—	100.00

Es liegt auf der Hand, daß diese Berechnung der Zusammensetzung der einzelnen Mineralien nicht genau sein kann; daß sie aber so ungefähr richtig ist, ergibt sich aus der ziemlich guten Übereinstimmung des grünen Pyroxens mit den entsprechenden Werten derjenigen der Melteigite, sowie des Haughtonits mit derjenigen des Biotits des Kamperits. Sehr charakteristisch ist für das Gestein der recht hohe Gehalt an Apatit, $3^1/_3$ %, in einer Ausbildung, die auffallend an diejenige in den an Apatit reichen Melteigiten erinnert. An die Melteigite erinnert auch das Vorkommen von Mikrolith, zwar ganz sparsam aber ebenfalls mit derselben Ausbildung als in den Melteigiten. Durch die Mineralkombination: *Nephelin, grüner Pyroxen, Apatit und Mikrolith* erinnert das Gestein somit an die Melteigite; andererseits zeigt sich durch die Kombination: *Orthoklas, Haughtonit* eine unverkennbare Verwandtschaft mit dem nur wenige Meter entfernten, auf der Ostseite des Tälchens auftretenden Kamperit; es muß in dieser Verbindung daran erinnert werden, daß zusammen mit dem fast kalkspatfreien Kamperit auch ein an Kalkspat reiches Gestein auftritt, mit Orthoklas und Biotit neben dem Kalkspat als Hauptmineralien. Es lag unter diesen Umständen nahe — mit Rücksicht auf die Analogien des betreffenden eutektischen Gesteins des Kamperhougtales: einerseits mit den Gesteinen der Melteigitreihe, andererseits mit dem eben in der Nähe auftretenden Kamperit — daran zu denken, daß seine Zusammensetzung vielleicht als ein *Mischprodukt* von Melteigitmagma mit Kamperitmagma und Calcitmagma zu erklären sei. Die folgende Berechnung zeigt, daß in der Tat eine derartige Auffassung nicht unwahrscheinlich sein dürfte; eine Mischung von 25 % Kamperit, 20 % Borolanit-Melteigit und 55 % $CaCO_3$ gibt die unter A angeführte Mischung; B ist die Analyse des betreffenden eutektischen Gesteins (siehe S. 214).

Wenn man erinnert, daß die Berechnung mit 55 % anstatt 53 % des Karbonates und mit runden Teilen, $^1/_4$ und $^1/_5$, der betreffenden Analysen von Kamperit und Borolanit-Melteigit ausgeführt wurden, und daß die Abweichungen wesentlich im Gehalt der Fe-Oxyde, sowie der P_2O_5 (welche pneumatolytisch sehr ungleichmäßig angereichert sein können) liegen, scheint die Übereinstimmung der gefundenen und berechneten Werte ziemlich gut. Auf Grundlage der übrigen Erfahrungen aus dem Fengebiete, wo Gesteine, die wahrscheinlich als Erstarrungsprodukte von Mischmagmen

	ca. 25 % *Kamperit*	*ca. 20 %* *Borol. Melt.*	*55 %* $CaCO_3$	A	B
SiO_2	12.76	8.31	—	21.07	19.73
TiO_2	0.16	0.34	—	0.50	0 57
ZrO_2	0.01	0.01	—	0.02	0.02
Al_2O_3	4.29	2.59	—	6.88	6 57
Fe_2O_3	0.28	0.67	—	0.95	3 49
FeO	1.56	1.51	—	3.07	4.85
MnO	0.04	0.06	—	0.10	0.18
MgO	1.04	0.93	—	1.97	1.62
CaO	0.75	3.81	30.80	35 36	33.24
BaO	0.12	0.01	—	0.13	0.06
Na_2O	0.57	0.25	—	0.82	0.47
K_2O	2.54	0 63	—	3.17	3.62
H_2O	0.53	0 29	—	0.82	0.47
P_2O_5	0.22	0.37	—	0.59	1.40
CO_2	0.03	0.05	24.20	24.28	22.99
F	0.02	0.03	—	0.05	0.10
S	0.03	0.29	—	0.32	0.67
	24.95	20.15	55.00	100.10	100.05

aufgefafst werden müssen, sehr allgemein verbreitet sind, halte ich es für wahrscheinlich, daß auch das betreffende eutektische Gestein aus dem Kamperhougtal durch *eine Mischung verschiedener Magmen* ungefähr von der oben vorausgesetzten Zusammensetzung gebildet sein dürfte; selbstverständlich würde numerisch ein entsprechendes Resultat auch herauskommen unter der Voraussetzung einer Schmelzlösung entsprechender Mengen von Kamperit und von einem Borolanit-Melteigit ähnlichen Gestein durch das Calcitmagma.

Gemischte eutektische Silikat-Karbonatgesteine, wie die oben beschriebenen, wesentlich aus der Mischung eines *Ijolith-Melteigitmagmas* mit einem *Calcitmagma* erstarrten Pegmatite, sollen hiermit als *Hollaitpegmatite*[1] (oder wenn sie wenigstens 55 bis 60 % Karbonate enthalten, als *Käsenitpegmatite*) bezeichnet werden.

[1] Wenn ich auch das oben beschriebene Gestein zu den derartig definierten Hollaitpegmatiten gerechnet habe, obwohl in demselben zum großen Teil ein *Orthoklas-Biotit*-Komponent eingegangen ist, ist das geschehen, um allzu viele Namen zu entgehen.

So wie die oben beschriebenen Ringitpegmatite und Hollaitpegmatite mit ihrer typisch eutektischen Pegmatitstruktur auftreten, müssen sie unzweifelhaft *in einem Guß in die Spalten, die sie ausfüllen, als einheitliche flüssige Massen aufgepreßt und später erstarrt sein*, in derselben Weise als ordinäre, eutektische, nur aus Silikaten bestehende pegmatitische Eruptivgesteine.

Die oben beschriebenen eutektischen Gänge von Karbonat-Silikatgesteinen beweisen unwiderleglich, daß sehr kohlensäurereiche Gesteine als vollkommen ordinäre Erstarrungsgesteine auftreten können.

Es ist auch von Interesse zu bemerken, daß die Zusammensetzung recht nahe an einander auftretender derartiger, wesentlich aus Kalkspat mit Silikaten bestehender eutektischer Gänge eine *ziemlich verschiedene Zusammensetzung aufweisen*, indem die Gänge aus der Nachbarschaft der Landstraße ja als herrschendes Silikat *Ägirin*, der große Gang aus dem Tälchen W. von Kamperhoug aber *Biotit, Feldspat* und *grünen Pyroxen* führen. Es liegt dann nahe, diesen Unterschied auf Mischung des Kalkspatmagmas in der Tiefe unterhalb der Spalten, die das Magma gefüllt hat, im einen Fall mit einem fenitischen Magma, im anderen mit Melteigit- und Kamperit-Magmen zu beziehen, — oder auf Schmelzlösung entsprechender Gesteine in größerer Tiefe; durch eine Auflösung des Seitengesteins der Gänge, dort wo sie jetzt anstehen, kann ihre verschiedene Zusammensetzung und ihre Struktur nicht erklärt werden. — —

Ähnliche eutektische Silikat-Karbonatgänge sind auch noch spurenweise an anderen Vorkommen des Fengebietes nachgewiesen, z. T. mit anderer Zusammensetzung, doch nicht in so ausgezeichneter Ausbildung, wie diejenige der oben beschriebenen Gänge.

Von Interesse ist es doch zu erwähnen, daß eine derartige eutektische Schliere in einem der Kalksteins-Steinbrüche am Nordsjö-Ufer beobachtet wurde, was für den Vergleich der unter näher erwähnten, hier als Sövite bezeichneten »Kalksteinsgänge« mit den Gängen von eutektischem Typus wichtig ist.

Die verschiedenen oben beschriebenen pegmatitischen Ganggesteine, mit ihren typisch eutektischen, z. T. schriftgranitischen Strukturen, bilden eine wenn auch nicht ganz neue — sie wurden ja, wie erwähnt, schon von Högbom in ausgezeichneter Weise aus Alnö beschrieben — so doch bisher sehr wenig berücksichtigte und sicher auch wenig bekannte Gruppe echter Erstarrungsgesteine, die eben auch für die Entstehung der normalen, körnigen gemischten Karbonat-Silikatgesteine, sowie der ganz vorherrschend aus Kalkspat bestehenden, isomer körnigen Ganggesteine des Fengebietes erläuternd sind.

2. Hollaite und Kåsenite.

In der Umgebung der Ruine der alten Hollen Kirche findet sich ein mittelkörniges schwarzes, z. T. schon makroskopisch durch Kalkspat weißgesprenkeltes Gestein, an ein Paar Stellen mit kleinen, eingeschlossenen Streifen von Kalkstein gemengt und von kleinen Gängen von Kalkstein durchsetzt. Dasselbe Gestein findet sich ebenfalls ca. 350 bis 450 Meter N. von der Kirchenruine als ein Randsaum der Felsenpartie östlich vom Pfarrhofe, hier an Fenit angrenzend und von diesem durchsetzt. Endlich findet sich dasselbe Gestein auch in weiterer Fortsetzung gegen NW als ein schmaler Rücken, in einer Länge von ca. 150 M. entblößt, SO-lich von dem östlichen Häuschen des Bauernhofes W. Kåsene. Man hat hier das folgende Profil:

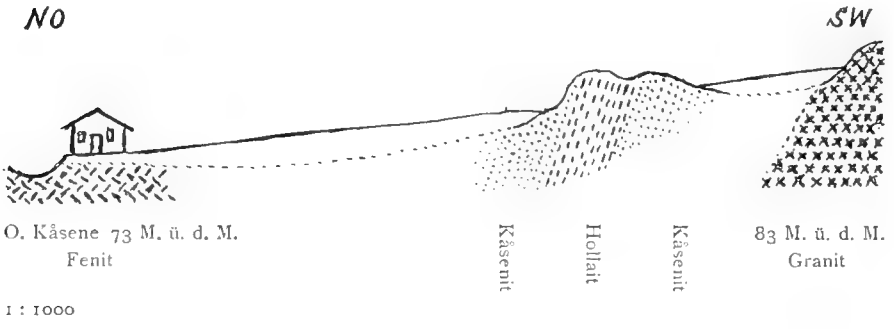


Fig. 19.

Längs einem Rücken des schwarzen Eruptivgesteins hat man hier einen nur 5 bis 10 M. dicken, nahezu vertikalen Zug von unreinem »Kalkstein«, welcher ebenfalls auf einer Länge von ca. 100 M. dem schwarzen Eruptivgestein parallel verläuft; derselbe ist nur durch einen ca. 25 Meter breiten Acker von einem höher liegenden, mit Wald bedeckten Hügel von Grundgebirgsgranit (mit anfangender Imprägnation von Ägirin etc.) getrennt.

Das dunkle, durch Kalkspat weiß gesprenkelte Gestein erstreckt sich somit als ein schmaler Bogen zwischen W. Kåsene und der Kirchenruine, abgesehen von den Unterbrechungen durch Erddecke, in einer Länge von ca. $^3/_4$ Kilometer.

Die Untersuchung von Dünnschliffen dieses Gesteins zeigt, daß es aus denselben Mineralien als der gewöhnliche Melteigit besteht. Das Hauptmineral ist wie bei diesem ein *grüner Pyroxen* in zahlreichen meistens kurzprismatisch ausgebildeten, oft recht deutlich idiomorph begrenzten Krystallen; die Dünnschliffe zeigen u. d. M. die gewöhnlichen Absorptions-

farben des Melteigitpyroxens: tief smaragdgrün und gelblichgrün; die Auslöschungswinkel in Schnitten nach {010} sind groß, wenigstens 45°, *Apatit* und *Titanit* sind beide reichlich vorhanden mit der in normalen Melteigiten gewöhnlichen Ausbildung dieser Mineralien, ebenso *Eisenerz* und *Eisenkies*. Sehr sparsam finden sich, bisweilen zusammen mit dem Pyroxen, kleine Schuppen von *Biotit*. Akzessorisch tritt recht reichlich ein isotroper u. d. M. braun durchsichtiger *Melanit*, mit dem gewöhnlichen Habitus als läppige Körnchen, auf. Der ursprünglich als Zwischenmasse zwischen den Pyroxenprismen auskrystallisierte *Nephelin* ist in allen untersuchten Dünnschliffen nur als Pseudomorphosen in Muscovit, Cancrinit und Chlorit erhalten, und ist nur recht sparsam vorhanden.

Das in größter Menge auftretende leukokrate Mineral ist aber *Kalkspat*, welcher meistens die Zwischenräume zwischen den Pyroxenkörnern einnimmt, ganz vorwiegend als zuletzt, trotzdem aber unzweifelhaft vollkommen primär auskrystallisiertes Mineral.

Der Vergleich der Mineralienzusammensetzung des oben beschriebenen Gesteins auf der Strecke zwischen Holla Kirchenruine und W. Käsene zeigt, daß dieselbe sich nur durch einen relativ hohen Gehalt an Kalkspat von derjenigen der gewöhnlichen Melteigite unterscheidet. Das betreffende Gestein kann somit als ein an Kalkspat ungewöhnlich reicher Melteigit, als ein *Calcit-Melteigit*, aufgefaßt werden und ist mit dem gewöhnlichen an Kalkspat armen Melteigit durch alle Übergänge verbunden. Das Gestein tritt jedoch mit einer gewissen Selbständigkeit auf und soll deshalb hier mit einem besonderen Namen als *Hollait* bezeichnet werden.

Der Kalkspat ist in dem *Hollait*, wie gesagt, genau wie in den typischen calcitarmen Melteigiten *ein vollkommen primäres Mineral*, welches z. B. häufig in eutektischer, mikropegmatitischer Struktur mit den anderen Mineralien des Gesteins (Nephelin, Titanit etc.) auskrystallisiert ist. Hauptsächlich ist er doch *zuletzt* auskrystallisiert und nimmt somit in der Krystallisationsfolge der Gesteine der Melteigit-Hollait-Reihe ungefähr denselben Platz ein, als z. B. der Quarz im gewöhnlichen Granit, er repräsentiert den letzten Rest der magmatischen Lösung, aus welcher der Melteigit und der Hollait erstarrt sind.

Es fragt sich dann: woher stammt der große prozentische Unterschied der Kalkspatmenge im Hollait verglichen mit den gewöhnlichen Melteigiten des Fengebietes, und bei diesen wieder verglichen mit entsprechenden Gliedern der Urtit-Ijolith-Melteigit-Reihe an anderen Lokalitäten, wo die Gesteine dieser Serie in der Regel keinen *primären* Kalkspat führen (z. B. Iivaara, Magnet Cove etc.)?

Sehr erläuternd ist für die Beantwortung dieser Frage das Vorkommen bei W. Kåsene, wie es sowohl aus der Karte, als aus dem oben mitgeteilten Profil (Fig. 19) erhellt. Der Hollait bildet hier, wie erwähnt, einen schwach gekrümmten Längsrücken genau parallel mit und gewifs unmittelbar anstofsend an einen schmalen Rücken von unreinem, krystallinischem »Kalkstein«; zwischen beiden findet sich eine Grenzzone, deren Gestein *alle Übergänge zeigt* zwischen einem grünschwarzen, Pyroxen führenden krystallinen »Calcitfels« und einem an Kalkspat stark angereicherten Hollait.

Dünnschliffe dieses Grenzgesteins zeigen sich *ganz vorherrschend aus Kalkspat bestehend*, mit demselben grünen Pyroxen, als im angrenzenden Hollait, obwohl in geringerer Menge; aufserdem Pseudomorphosen nach *Nephelin* (in gewöhnlicher Weise in ein gestreiftes Gemenge von Muscovit und Cancrinit, von eingemengtem Chlorit grüngefärbt, umgewandelt), *Orthoklas* in ganz frischen Körnern sparsam, *Biotit* vollständig chloritisiert, *Apatit* reichlich in den gewöhnlichen resorbierten Aggregaten, endlich akzessorisch *Titanit*, *Schwefelkies* mit ein wenig *Magnetit* etc., — kurz und gut in der Hauptsache die gewöhnliche Mineraliengesellschaft der Melteigite, nur in anderem prozentischem Gemenge, *indem der Kalkspat vollständig vorherrscht*. Die Struktur ist die gewöhnliche »eugranitische« Struktur der Melteigite. Die Kalkspatkörner zeigen durchgehends zahlreiche Zwillingslamellen, teils nur in einer, teils in zwei einander unter schiefen Winkeln kreuzenden Richtungen; die Lamellierung ist öfters so fein, dafs das Mineral u. d. M. vollkommen faserig erscheint, auch sind die Lamellen häufig schwach gebogen, was alles auf zwar schwache, aber doch deutliche Druckwirkungen deutet.

Die nähere Untersuchung zeigt nun evident, dafs ebenso wie zwischen dem Hollait und dem eben beschriebenen angrenzenden, sehr calcitreichen Gestein, so auch zwischen diesem und dem an Silikaten ganz armen »Kalkstein« bei W. Kåsene *alle Übergänge* vorhanden sind. Zu näherer Erläuterung wurden ein Paar Analysen ausgeführt, teils von dem ordinären vorherrschenden dunklen *Hollait* aus dem Vorkommen ca. 200 NNO von Holla Kirchenruine (I), teils auch von dem an Kalkspat reichen *Zwischengestein zwischen typischem Hollait und „Kalkstein"* von der Lokalität O. von W. Kåsene (II). Die beiden Analysen (von A. Rodland) gaben die folgenden Resultate (siehe S. 219).

In der Tabelle derselben sind in den Kolumnen I a und II a die Analysenzahlen der Analysen I und II nach Abzug von den Zahlen für $CaCO_3$ und $-H_2O$ auf 100 % berechnet; zum Vergleich sind ferner unter III a und IV a die beiden früher (S. 18, unter 6 und 5) angeführten Analysen von Melteigiten des Fengebietes — ebenfalls in ähnlicher Weise nach Abzug der Zahlen für $CaCO_3$ und $-H_2O$ auf 100 % berechnet, — angeführt.

	I	II	I a	II a	III a	IV a
SiO_2	35.86	17.26	42.60	40.12	45.41	42.76
TiO_2	2.51	0.57	2.98	1.32	1.61	2.36
ZrO_2	0.04	0.03	0.05	0 07	0.08	0.10
Al_2O_3	3.54	2.83	4.21	6.58	7.07	11.13
Fe_2O_3	7.26	2.10	8 62	4.88	5.35	4.40
FeO	6.90	3 20	8.20	7.44	6.47	4.40
MnO	0.52	0.20	0 62	0.47	0.41	0.30
MgO	4.92	2.00	5.85	4.65	6.98	6.81
CaO	25.35	40.73	19 54	20 54	18 86	18.16
BaO	0.03	0.02	0 03	0.04	0.10	0.12
Na_2O	2.21	1.57	2.63	3.65	3.22	5.00
K_2O	1.16	0 83	1.38	1.93	1.31	1.96
H_2O	— 0.08	0.17	—	—	—	—
	+ 0.38	0.21	0.45	0.49	0.33	0.28
P_2O_5	1.76	2.89	2.09	6.72	2.28	2 01
CO_2	6.99	25 06	—	—	—	—
Cl	0.01	0.02	0.01	0.05	0.06	0.03
F	0.15	0.20	0.18	0.47	0.20	0.13
S	0 48	0 25	0.56	0.58	0.26	0.05
	100.15	100.14	100.00	100 00	100.00	100.00

Der Vergleich der in dieser Weise umgerechneten vier Analysen zeigt, daß sie alle recht nahe übereinstimmen und teilweise eine Serie bilden mit Zunahme der Zahlen für Na_2O, K_2O und Al_2O_3 und entsprechender Abnahme der Zahlen für CaO und Fe-Oxyde.

Die Analysen I und II lassen sich ungefähr auf die folgenden Mineralienzusammensetzungen berechnen:

	I		II	
Pyroxen	55.01		25.32	
Kalkspat	15.39		56.58	
Muscovit } nach Nephelin	6.80 }	10.20	3.36 }	5.06
Cancrinit }	3.40 }		1.70 }	
Orthoklas (mit 0.04 Ba-Feldsp.)	—		1.82	
Biotit	0.55		—	
Chlorit	—		2.04	
Titanit	2.18		1.40	
Melanit	5.82		—	
Magnetit	3.36		0.23	
Titaneisenerz	2.28		—	
Eisenkies	0.90		0.47	
Apatit	4.18		6.84	
	99 87		99.76	

Rest der Analyse:

H_2O	0.15	+ 0.40	0.03
O für S und F	0.25		0.20
Na_2O			0.26
ZrO_2			0.03
			+ 0.52
		100.27	100.28

Zu wenig in der Analyse:

F			0.05
O in Fe_2O_3 für FeO		— 0.12	0.09
			— 0.14
		100.15	100.14

Die Zusammensetzung des Pyroxens wurde dabei berechnet zu:

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	51.64	50.95	51.79	51.59	52.02	53.58
Al_2O_3	0.29	1.46	1.45	0.26	0.88	1.32
Fe_2O_3	8.07	8.37	5.22	4.71	8.14	9.46
FeO	5.85	9.44	8.51	7.26	8.28	3.36
MnO	0.73	0.79	0.60	0.59	—	0.31
MgO	8.80	5.65	9.42	12.02	8.55	11.67
CaO	21.21	19.04	20.66	22.95	18.48	16.82
Na_2O	2.65	3.67	2.02	0.53	2.36	3.31
K_2O	0.76	0.63	0.33	0.09	Gl. v. 1.29	0.20
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.76*

*(incl. 0.73 Glühverlust)

Die unter III und IV angeführten Zahlen entsprechen den berechneten Zusammensetzungen der Pyroxene der Melteigite, deren Analysen in der Tabelle Seite 18 unter 6 und 5 angeführt sind. Alle diese berechneten Zusammensetzungen können selbstverständlich nicht mit der wirklichen Zusammensetzung genau übereinstimmend sein, genügen aber für den Vergleich der betreffenden Gesteine. Zum Vergleich sind schliefslich unter V auch die schon oben (S. 163 und 164) erwähnte Analyse des grünen Pyroxens aus dem Hollait-ähnlichen Gestein von Boräng im Alnögebiet (Högbom l. c. S. 219), sowie unter VI die Analyse von Pollard eines grünen Pyroxens angeführt, aus einem Kalkstein von dem schon oben erwähnten (S. 203) Vorkommen am Ledbeg River in Assynt, einem von J. J. H. Teall beschriebenen »Mischgestein« aus dem Kontakt mit Syenit aus der Gesteinsgesellschaft des Borolanits, ein Vorkommen von grofsem Interesse zum Vergleich mit den Hollaitvorkommen des Fengebietes[1].

[1] The geol. structure of the North-West Highlands of Scottland; l. c. S. 456.

Aus den beiden S. 18 angeführten Melteigitanalysen wurde der Kalkspatgehalt derselben berechnet zu 1.93 % respektive 5.50 %, während derselbe für den Hollait und das diesem angrenzende Gestein zu 15.29 % respektive 56.58 % berechnet wurde. Es ist nun unzweifelhaft, daß durch eine größere Anzahl von Analysen anderer Proben der Vorkommen von Hollaiten und Melteigiten andere zwischen den angeführten Werten liegende Zahlen der Kalkspatprozente nachgewiesen werden könnten, *eine kontinuierliche Reihe bildend: zwischen an Kalkspat armen und an Kalkspat reicheren Melteigiten, ferner zwischen diesen und kalkspatarmen Hollaiten und endlich zwischen diesen und noch kalkspatreicheren Gliedern, wie dem analysierten Gestein aus dem Vorkommen O. von W. Käsene.*

Es scheint nach der obenstehenden Darstellung einleuchtend, daß *der Hollait als ein Additionsprodukt von Melteigit und $CaCO_3$ aufgefaßt werden muß.* Das Melteigitmagma muß bei seinem Aufdringen mit $CaCO_3$ in Berührung gekommen sein und hat davon eine kleinere oder größere Quantität in sich aufgenommen, welche dann bei dem schließlichen Erstarren des Magmas als Kalkspat auskrystallisiert ist.

Die zuerst sich darbietende Erklärung dieses Vorgangs wäre wohl diejenige, daß das Melteigitmagma auf seinem Wege nach oben mit *festem Kalkstein* in Berührung gekommen sei und dabei einen Teil davon in seiner Masse eingeschmolzen habe. Auch der in der Regel relativ geringe Kalkspatgehalt der normalen Glieder der Urtit-Ijolith-Melteigit-Reihe, sowie des Vibetoits, des Jacupirangits etc. des Fengebietes wäre dann auf derartiges Einschmelzen von früher vorhandenem Kalkstein in ihrem Magma zu beziehen. Wie es aus der Untersuchung mehrerer Hunderte von Dünnschliffen der genannten Gesteine des Fengebietes hervorgeht, *müßte aber das eventuell aus eingeschmolzenem Kalkstein aufgelöste Karbonat dabei durch das ganze Magma sehr gleichmäßig verteilt gewesein sein,* indem der Kalkspat, wie früher erwähnt, in sämtlichen diesen Gesteinen als ein immer vorhandenes, vollkommen primäres Mineral auftritt.

Bei der Beurteilung dieser Hypothese zur Erklärung des Kalkspatgehaltes in den betreffenden Gesteinen des Fengebietes, und dann auch auf der Strecke zwischen der Holla Kirchenruine und W. Käsene, ist aber zu bemerken, daß der unreine, mit Silikaten gemischte Kalkstein, welcher SO. von Kasene längs dem Hollaitbogen an den Hollait selbst angrenzt schwierig als ein älterer, längs seiner Grenze von einem später aufgepreßten kalkspatfreien Melteigitmagma eingeschmolzener fester Kalkstein aufgefaßt werden kann. *Er verhält sich vielmehr als ein selbst aus einem Magma erstarrtes Gestein, und ist aller Wahrscheinlichkeit nach ungefähr gleichzeitig mit dem Melteigitmagma aufgepreßt und in schlieriger Mischung mit diesem*

erstarrt, wobei teils kalkspatärmere Hollaite, teils sehr kalkspatreiche Mischgesteine, mit allen Übergängen in silikatarmen »Kalkstein« gebildet würden. Dafür spricht erstens die an einzelnen Stellen stark schlierige Abwechselung des Gesteins (stellenweise mit grobkörniger *eutektischer* Struktur, worüber ferner unten) und namentlich auch die Beobachtungen aus anderen Teilen des Fengebietes, welche zeigen, daß hier eine Anzahl der Kalksteinsvorkommen, die mit demjenigen von W. Kåsene zusammengestellt werden müssen, *ganz unzweifelhaft als gangförmige Erstarrungsprodukte eines Kalkspatmagmas oder eines kalkspatreichen Mischmagmas aufgefaßt werden müssen.*

Es ist deshalb wahrscheinlich, daß der große Kalkspatgehalt des Hollaits von der Kirchenruine, sowie der z. T. noch viel kalkspatreicheren Gesteine östlich vom Pfarrhofe und weiter gegen NW. in dem Bogen bis W. Kåsene nicht durch ein Einschmelzen einer Randpartie des weiter östlich anstehenden Kalksteins zu erklären ist; die hier auftretenden Grenzverhältnisse mit allen Übergängen von dem »Marmor« durch silikatreichen »Marmor«, durch an Kalkspat reichen Hollait in verhältnismäßig kalkspatarmen Hollait (welcher sich wieder nur durch größeren Kalkspatgehalt von einem kalkspatreichen Melteigit unterscheidet) *lassen sich erklären durch die Mischung von zwei ungefähr gleichzeitig aufgedrungenen Magmen: einem Kalkspatmagma und einem Melteigitmagma.* Wenn der Hollait selbst durch Einschmelzen von festem Kalkstein durch ein Melteigitmagma gebildet wäre, *müßte ein derartiges Einschmelzen deshalb schon in größerer Tiefe, bevor dem Aufdringen an die Stelle, wo er jetzt vorgefunden wird, stattgefunden haben.*

Eine ähnliche Auffassung wie die oben behauptete, ist auch für ziemlich analoge Vorkommen im Alnögebiet von Professor A. G. Högbom aufgestellt. Er beschreibt (l. c. S. 232) analoge Grenzverhältnisse zwischen Kalkstein und Nephelinsyenit, wobei dieser »in der Nähe des Kalksteins Schlieren mit viel Kalkspat aufnimmt, in welchen die Syenitmineralien oft so zurücktreten, daß sie frei in den körnigen Kalkspatschlieren umherliegen oder mit dem herrschenden Kalkspat pegmatitisch verwachsen sind.« — »Diese Grenzverhältnisse«, sagt er dann weiter, »sind ihrem Aussehen nach dadurch entstanden, daß der Kalkstein und der Nephelinsyenit in flüssigem Zustand durch Bewegungen schlierenartig gemengt wurden.«

Das oben beschriebene kalkspatreiche Übergangsgestein zwischen dem schwarzen Hollait und dem angrenzenden weißen Kalkstein soll hiermit unter einem besonderen Namen als *Kåsenit* bezeichnet werden.

Unter dieser Bezeichnung sollen dann zusammengefaßt werden verschiedene Vorkommen massiger silikatführender Kalksteine mit mehr als 55 bis 60 % Kalkspat, welche mit Sicherheit oder mit großer Wahrschein-

lichkeit als aus einer gemischten magmatischen Lösung — aus einem mit Ijolith-Melteigitmagma gemischten »Calcitmagma« — erstarrte eruptive Massengesteine aufgefaßt werden müssen.

In dem Streichen von Hollait und Kasenit in dem kleinen Rücken, der von W. Kasene nach SO längs der Grenze des Grundgebirges verläuft, finden sich nun auch *grobkörnige* Gesteine dieser Reihe, mit pegma-

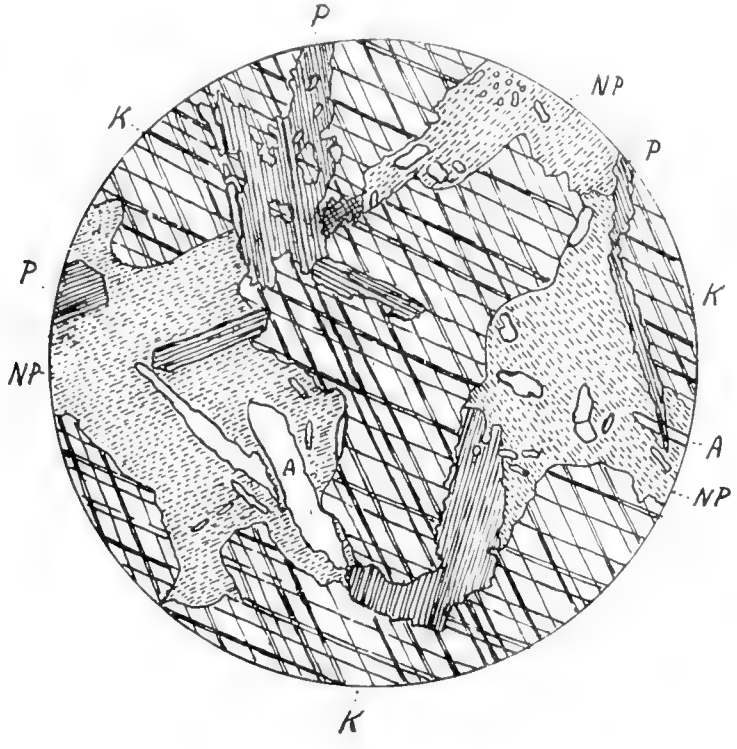


Fig. 20.

Ijolith-Kåsenit-Pegmatit; 60 Meter SO von Kåsene. $^{12}/_{1}$.
K = Kalkspat, P = Pyroxen, NP = Nephelinpseudomorphosen, A = Apatit.

titischer, eutektischer Struktur, als Schlieren in normalkörnigem Gestein. Eine mitgebrachte Stufe (aus einer Stelle etwa 60 Meter SO von dem östlichsten Haus am Hofe W. Kåsene) zeigte nach roher Schätzung in Dünnschliffen und durch makroskopische Beobachtung etwa folgende Zusammensetzung: *Apatit* 3 %; *Titanit* 2 %; Spuren von Kies und Eisenerz; *grüner Pyroxen* (Ägirindiopsid mit ca. 45 bis 50° Auslöschung) etwa 12 %; *Nephelinpseudomorphosen* (in sehr feinschuppigen Filz von Muscovit, von Chlorit grün gefärbt) ca. 18 %; *Kalkspat* ca. 65 %. Der Kalkspat ist grau gefärbt und kommt in großen, unregelmäßigen Körnern oft 3 bis 4 Centi-

meter im Durchmesser vor; er ist in eigenartiger »*Schriftgranitstruktur*« innig eutektisch durchwachsen mit gleichzeitig auskrystallisiertem Pyroxen und Nephelin, deren Körner kaum eine Andeutung idiomorpher Ausbildung zeigen; ein großer Dünnschliff (ca. 4 × 2.3 Cm.) zeigte sich nur aus einem einzigen Kalkspatindividuum zu bestehen, mit einem Netzwerk der übrigen Gesteinsmineralien durchwoben, wie aus Figur 20, welche nur einen Bruchteil dieses Dünnschliffs (in 12 facher Vergrößerung) darstellt, hervorgeht.

Derartige durch charakteristische »*Schriftgranitstruktur*« ausgezeichnete Verwachsungen von Kalkspat und Silikaten sind auch genau entsprechend von Högbom ausführlich beschrieben in seiner ausgezeichneten Abhandlung über das Alnögebiet (l. c. S. 215 ff.).

Auch der Apatit und der Titanit sind übrigens z. T. nur unvollkommen idiomorph begrenzt und auch diese beiden, früh auskrystallisierten Mineralien sind bisweilen in typischer Schriftgranitstruktur mit dem Kalkspat verwachsen. Auch ein anderes Strukturverhältnis des Apatits verdient in dieser Verbindung erwähnt zu werden: Ein größerer, in einer Nephelinpseudomorphose eingewachsener Apatitkrystall, von welchem ein Teil in der beigefügten Figur 21 (in 80-facher Vergrößerung) dargestellt ist, zeigt eine Anzahl winziger, meistens länglich ausgezogener *tropfenförmiger Einschlüsse* von Kalkspat, ungefähr parallel der Vertikalachse des Apatits orientiert. Alle die Einschlüsse, welche oberhalb der gestrichelten Linie liegen, *löschen gleichzeitig aus* (unter 32° Winkel gegen die Vertikalachse des Apatits) und *gleichzeitig mit dem großen Kalkspatindividuum, worin auch die Nephelinpseudomorphose eingewachsen ist*, gehören somit krystallonomisch diesem Individuum; die unterhalb der gestrichelten Linie liegenden Kalkspateinschlüsse sind anders orientiert

Es ist sehr bezeichnend für die genaue Übereinstimmung zwischen dem Fengebiet und dem Alnögebiet, daß selbst ein derartiges, ganz spezielles Strukturverhältnis, als die oben beschriebenen Einschlüsse von Kalkspat in Apatit, auch aus Alnö von Högbom erwähnt wurde (l. c. 217: »Außerdem enthalten sie als rundliche Einschlüsse Kalkspat, welcher auch in dem Apatit gesehen wurde«).

Alle die oben beschriebenen Strukturverhältnisse, speziell dann die schriftgranitischen Verwachsungen, beweisen, daß das betreffende pegmatitische Gestein aus einem gemischten Silikat-Karbonatmagma erstarrt ist; und da dies pegmatitische Gestein nur eine Schliere in dem Hauptgestein des kleinen Rückens repräsentiert, muß diese Schlußfolgerung auch für den ganzen Rücken gültig sein. — Es is bemerkenswert, daß der Nephelin mitten in dem völlig frischen Gestein vollständig in Muscovit-Chlorit-Filz pseudomorphosiert ist; der Pyroxen ist vollständig frisch, ist aber von

zahlreichen Sprüngen durchsetzt, auf welchen äußerst feinschuppiger, brauner *Biotit* abgesetzt ist. Dies Gestein kann als ein Additionsprodukt von Ijolithmagma und Calcitmagma aufgefaßt und somit als *Ijolit-Kåsenitpegmatit* bezeichnet werden.

Gesteine, die mit den oben beschriebenen Hollaiten und Kåseniten übereinstimmen oder nahe verwandt sind, finden sich auch an verschiedenen anderen Grenzvorkommen gegen Kalkstein im Fengebiete. Von Interesse

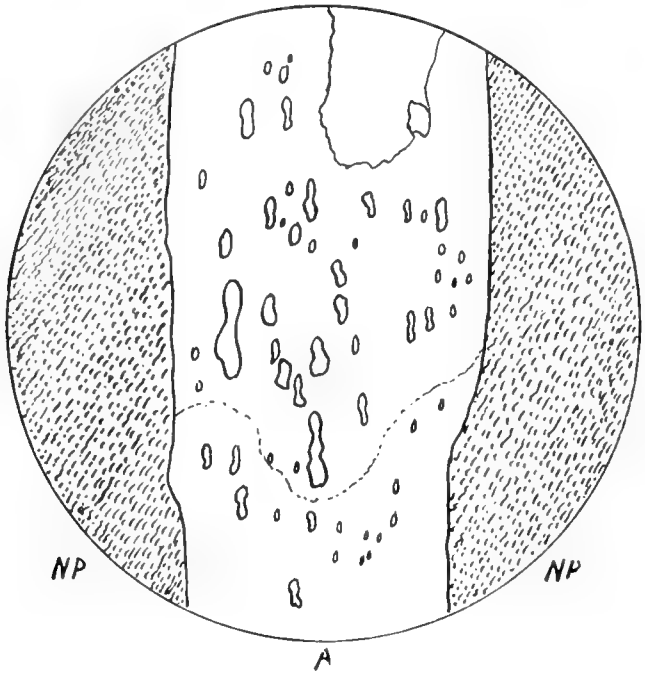


Fig. 21.
Einschlüsse von Kalkspat im Apatit des Ijolith-Kåsenit-Pegmatits 60 M. SO von W. Kåsene. Vergr. $^{80}/_{1}$. A = Apatit. NP = Muscovitpseudomorphose nach Nephelin.

ist z. B. ein derartiges Vorkommen von der *nordwestlichen Ecke der Höhe Nigårskåsa*. Das grünlichschwarze, feinkörnige Gestein von dieser Lokalität zeigte sich im Dünnschliff u. d. M. zu bestehen aus körnigem Kalkspat in 2 bis 3 Mm. großem Korn; zwischen und in den Kalkspatkörnern finden sich zahlreiche, durchschnittlich ca. 1 Mm. große, meistens recht gut idiomorphe, kurze Prismen (mit Basis) von *Nephelin*, vollständig in sehr feinschuppigen, meistens durch ein wenig Chlorit grünlich gefärbten Muscovit pseudomorphosiert. Zwischen und in denselben finden sich in geringerer Menge kleine tiefgrüne, dünne prismatische Pseudomorphosen (von Chlorit mit sekundärem Kalkspat) nach ursprünglichem grünem *Pyroxen*. Von neu-

gebildetem, braunem *Biotit* finden sich geringe Spuren. *Apatit* tritt nicht sparsam in langen, teilweise resorbierten Krystallen vollkommen frisch erhalten auf; ebenso *Titanit* in kleinen, spitzrhombischen Krystallen; Reste von poikilitisch durchlöchertem *Melanit* sind meistens in grauweiße, opake Massen verändert. Die Mengenverhältnisse der verschiedenen Mineralien sind nach roher Schätzung ungefähr:

Apatit ca. 2 %, Titanit und Melanitreste ca. 1 %, Pyroxenpseudomorphosen ca. 12 %, Nephelinpseudomorphosen ca. 65 %, primärer Kalkspat ca. 20 %.

In einem Dünnschliff einer zweiten Stufe derselben Lokalität ist die Menge der schön idiomorphen Nephelinpseudomorphosen noch größer, vielleicht wenigstens 70 %, mit nur etwa 15 % primärem Kalkspat; die Pyroxenpseudomorphosen sind hier nahezu farblos, fast ausschließlich aus sekundären Karbonatkörnchen bestehend, mit nur hauchdünnen Chloritabsetzung als ein Maschennetz dazwischen. *Apatit* und *Titanit* wie in der anderen Stufe ganz frisch.

Diese Hollaite müssen auskrystallisiert haben aus einem Magma bestehend aus einer Mischung eines sehr leukokraten *Ijolitmagmas* mit einem (in größerer Tiefe gebildeten?) Karbonatmagma. Der außerordentlich hohe Gehalt an Nephelin in meistens sehr hübsch begrenzten Prismen mit Basis, im Vergleich mit dem relativ niedrigen Gehalt an primärem, körnigem Kalkspat charakterisiert dieses Gestein deutlich als einen *Ijolith-Hollait*, zum Unterschied von dem an Pyroxen reichen mehr melanokraten *Melteigit-Hollait* von der Kirchenruine. — Das Vorkommen dieses nephelinreichen Ijolith-Gesteins unmittelbar angrenzend an den äußerst nephelinarmen, oder in der Regel vollkommen nephelinfreien Vibetoit auch an der Nordseite des Vibetoitgebietes ist von Interesse für das Verständnis der Verwandtschaftsbeziehungen des Vibetoits zu den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe.

Mit dem Gestein aus der NW-Ecke von Nigarskåsa nahe verwandt ist ein Gestein von der *innersten Westecke der Sövebucht* am Ufer von Nordsjö. Dies Gestein ist feinkörnig, grünlich schwarz; u. d. M. sieht man, daß es vorherrschend aus Kalkspat besteht in mittlerer Korngröße von 1 bis 2 Mm.; in und zwischen den Kalkspatkörnern liegen reichlich zerstreut $^1/_2$ bis 1 Mm. große sechsseitige oder rektanguläre Durchschnittte von Nephelinpseudomorphosen, aus sehr feinschuppigem Muscovit mit kräftig grün gefärbtem Chlorit gemischt. Deutliche Pyroxenpseudomorphosen sind nur sparsam durch ihre prismatische Begrenzung erkennbar; der Pyroxen hat nämlich in diesem Gestein das Material abgegeben zur Neubildung von recht zahlreichen Tafeln von *Biotit*, die dann später meistens zu grünem Chlorit umgewandelt sind. *Apatit* findet sich reichlich in stark resorbierten,

langelliptischen Körnern. Das Gestein besteht nach roher Schätzung aus wenigstens 45—50 % primärem Kalkspat, 30 bis 35 % Nephelinpseudomorphosen, 5 % Apatit, etwa 15 % neugebildetem Biotit (und Chlorit) und Pyroxenpseudomorphosen. Auch dieses Gestein ist somit am nächsten ein *Ijolith-Hollait*. Ein ganz ähnliches Gestein findet sich auch an der Spitze der Ostecke der Sövebucht, hier außerdem mit *Titanit* (in spitzrhombischen, in Leukoxen umgewandelten Kryställchen) und ein wenig *Orthoklas* (Kryptoperthit) als Zwischenmasse zwischen den Nephelinpseudomorphosen. Ein an Kalkspat ärmerer (ca. 15 %), nahe verwandtes Gestein, auch von der Söve-Bucht, wurde unter *Juvit* erwähnt.

Gesteine, die mit den oben beschriebenen Hollaiten und Käseniten übereinstimmen oder nahe verwandt sind, finden sich auch an einer Reihe anderer Grenzvorkommen des Fengebietes, namentlich längs der Südgrenze desselben auf der übrigens sehr überdeckten Strecke zwischen Björndalen und Vibetodalen und weiter bis Juvet. So findet sich z. B. südlich von Vibeto—Oppigaren am Fußpfad nach Hâtvetkjern, SW von Lövåskollen, ein derartiges, ziemlich stark umgewandeltes Gestein, bestehend nach roher Schätzung aus: etwa 65 % Karbonaten, wesentlich *Kalkspat*, worin eingestreut etwa 10 % von grünem *Ägirindiopsid* in kleinen ½ bis etwa 2 Mm. langen Prismen, fast total pseudomorphosiert in grünen Chlorit und Kalkspat; ferner kleine Felder aus den gewöhnlichen *Nephelin*pseudomorphosen (in schuppige Aggregate von Muscovit, zum Teil imprägniert mit neugebildetem, sekundärem Kalkspat und durchsetzt von scharfen Prismen von Apatit) etwa 15 %; weiter *Biotit* in kleinen, meistens sekundär aufgespalteten chloritisierten Tafeln höchstens wohl ca. 5 %; etwa 3 bis 4 % *Apatit* (zum Unterschied von den scharfen Prismen in den Nephelinpseudomorphosen) in vollkommen kantengerundeten, langelliptischen Körnern im primären Kalkspat zerstreut; schließlich ein Paar Prozent *Eisenerz* und *Kies*. Der primäre Kalkspat in den gewöhnlichen zackigen Körnern von 2 bis 3 Mm. Größe ist wie sonst leicht zu unterscheiden von dem rein sekundären, durch Zersetzung des Pyroxens gebildeten, sehr feinkörnigen Karbonat. Dies Gestein ist somit ein schon recht stark umgewandelter Käsenit, aus der Mischung eines Calcitmagmas (oder einem eingeschmolzenen Kalkstein?) mit einem Ijolitmagma gebildet, also ein *Ijolith-Käsenit*.

Am S.-Abhang des westlichen Hügels von Rauhaug (ca. 200 Meter SSO von den Häusern des Hofes Rauhaug) ist der Kalkstein des Hügels durch einen schmalen Saum von stark umgewandeltem *Ijolith-Käsenit* begrenzt, bestehend aus: etwa 5 % Apatit, 5 % Pseudomorphosen (in Kalkspat und Chlorit) nach Pyroxen, 20 % Pseudomorphosen (in Muscovit und Chlorit) nach Nephelin, etwa 2 % frischer, brauner Biotit, Rest 65 bis 70 % Karbonate.

Die oben beschriebenen Vorkommen von *Hollaiten* und *Kaseniten* führten alle einen mehr oder weniger bedeutenden Gehalt an *Nephelin-Pseudomorphosen* neben dem grünen Pyroxen, mit bald geringerem Gehalt an Kalkspat (*Hollaite*), bald mit einem größeren bis ganz vorherrschendem Gehalt von diesem Mineral (*Kåsenite*). Das Verhältnis zwischen der Menge des (ursprünglichen) Nephelins zu derjenigen des grünen Pyroxens müßte dabei maßgebend sein für die Entstehung des Mischgesteins durch die Mischung des Calcitmagmas *entweder* mit einem Melteigitmagma (*Melteigit-Hollaite* und *Melteigit-Kåsenite*) *oder* mit einem Ijolithmagma (*Ijolith-Hollaite* respektive *Ijolith-Kåsenite*).

Unter den manchartig wechselnden Abstufungen dieser Mischgesteine finden sich nun aber auch Gesteine, *die nur geringe Spuren oder sogar gar keinen Nephelin führen.*

Ausgezeichnete Beispiele derartiger fast nephelinfreier Hollaite und Kåsenite fand ich zuerst an dem Saum hier gehöriger Gesteine längs dem Ostrand des Waldes am Pfarrhofe. Die Gesteine hier sind meistens *tief grünlichschwarz* mittelkörnig bis feinkörnig, selten grobkörnig, vom Kalkspat weiß gesprenkelt. An einer Stelle etwa 150 Meter NO vom Pfarrhofe war ein kleiner Schurf in dem mittelkörnigen, schwarzen Gestein ausminiert, wahrscheinlich in der Hoffnung ein Kupferkiesvorkommen hier zu finden (Spuren von Kupferkies sollen hier gefunden sein). Das sehr frische Gestein zeigte sich u. d. M. nach roher Schätzung zu bestehen aus: *Apatit* in etwas resorbierten, abgerundeten Körnern etwa 2 bis 3 %, brauner *Titanit* in ganz vorzüglich schon makroskopisch hervortretenden langprismatischen Krystallen (häufig Zwillingen nach {100}), bis zu 1 Cm. lang, auch ein Paar Prozent; Spuren von *Kies* und *Eisenerz*; *tiefgrüner*, kräftig pleochroitischer *Pyroxen* (Auslöschung c : c etwa 45°), in dem gewöhnlichen Haufwerk prismatischer Krystalle ganz vorherrschend etwa 75 bis 80 %; der Pyroxen ist z. T. mit einer Randzone von faseriger *blauer Alkalihornblende* umgeben; *Biotit*, primär, etwa 1 %; Muscovitpseudomorphosen nach *Nephelin*, und *Orthoklas* (Kryptoperthit), beide ganz sparsam, zusammen kaum 4 %, endlich Kalkspat etwa 10 bis 15 %, z. T. weniger. Der primäre Charakter des Kalkspats geht unter anderem daraus hervor, daß kleine Körner desselben z. T. in den vollkommen frischen Titanitkrystallen eingeschlossen sind. — Dieses äußerst nephelinarme Gestein ist somit am nächsten als ein *Melteigit-jacupirangit-Hollait* zu charakterisieren.

Etwa 50 Meter südlich von dem eben erwähnten Vorkommen fand sich im dunklen Gestein eine Schliere von weißem Kalkstein mit zahlreichen in demselben eingewachsenen grünen, scharf begrenzten, ein Paar Mm. dicken, bis 1 Cm. langen Prismen, die frei schwimmend im Kalkspat teil-

weise stromartig angeordnet sind. U. d. M. zeigen sich dieselben bestehend aus einem vorherrschenden Kern von *grünem Ägirindiopsid* (c:c etwa 54°) mit einer Randzone von *hellblauer Alkalihornblende* (pleochroitisch mit hellblauer und grünlichgrauer Farbe, c:c etwa 19°); der Pyroxenkern ist vollständig frisch, die Hornblende der Randzone ist z. T. faserig und etwas zersetzt. Der Gehalt an diesen Pyroxen-Hornblendeprismen ist ungefähr 25 bis 30 %; übrigens enthält das Gestein sehr reichlich *Apatit*, etwa 8 %, und ganz vorherrschend *Kalkspat*, ca. 65 %. *Von Nepehelin oder Feldspat keine Spur.* Es scheint berechtigt, in Analogie mit dem eben beschriebenen, am Rand des Pfarrhofwaldes herrschenden, schwarzen Jacupirangit-Hollait, auch das vorliegende Gestein als ein Mischgestein, aus einem Gemenge von Melteigit-Jacupirangitmagma und Calcitmagma erstarrt, also als einen *Jacupirangit-Käsenit* aufzufassen.

In manchen Fällen ist nun in derartigen Gesteinen der Kalkspatgehalt so hoch, — $^3/_4$ des Gesteins oder noch mehr, — daß der Gehalt an den ursprünglich aus Ijolith-Melteigitmagma stammenden Silikaten gänzlich untergeordnet ist. Derartige Vorkommen sind z. B. beobachtet an verschiedenen Stellen im südlichen Teile des Fengebietes, meistens an Stellen, wo mut. maßlich Kalkstein und Ijolith-Melteigitgesteine an einander grenzen, so z. B. an einem Vorkommen nicht weit von dem südlichen Håtvet-Hofe, ferner zwischen Juvet und Vibeto, weiter südlich von Vibeto, und schließlich etwas SO von Vibetodalen. Dünnschliffe des letzten Gesteins, mit dem die übrigen dieser Vorkommen ungefähr übereinstimmen, zeigen wenigstens 75 % *Kalkspat*, worin etwa 10 % von grünem *Pyroxen* (Auslöschung c:c etwa 60°) in nicht besonders idiomorphen Krystallen (meistens in Kalkspat, Chlorit und Magnetitstaub pseudomorphosiert); ferner Tafeln von teilweise in grünen Chlorit umgewandeltem *Biotit* etwa 5 %; *Apatit* in reichlichen Aggregaten von rohen, korrodierten Körnern etwa 5 %; *Eisenkies* und *Magnetit* etwa 3 %; endlich die gewöhnlichen von Chlorit grün gefärbten Muscovitpseudomorphosen nach *Nephelin*, etwa ein Paar Prozent.

Für sämtliche oben erwähnten mutmaßlichen »*Mischgesteine*«, — aus einem Gemenge von »Calcitmagma« mit Ijolith-Melteigit-Magma in allen möglichen Verhältnissen derselben erstarrt — ist die Mineralienkombination: *grüner Pyroxen* mit mehr oder weniger *Nephelin*, samt *Kalkspat* charakteristisch. — Die oft ausgezeichnet idiomorphe Begrenzung, sowohl der Pyroxenprismen als der Nephelinpseudomorphosen, wenn sie frei in vorherrschendem Kalkspat eingewachsen sind, zeigen genügend, daß sie aus einem derartigen Mischmagma auskrystallisiert sind. Der oft massenhaft vorhandene *Apatit* zeigt durch seine an den Kanten abgerundeten Prismen, daß er in einer Flüssigkeit (Schmelzlösung) korrodiert wurde, und sein

Habitus stimmt auffallend nahe mit demjenigen des Apatits der Ijolith-Melteigitgesteine; auch für den *Titanit* ist die Übereinstimmung mit demjenigen dieser Gesteine eine ganz nahe. — *Die oben genannte Mineralienkombination ist diejenige der Ijolith-Melteigitgesteine.*

Sie schließen sich deshalb, durch alle Übergänge von kalkspatreichen an kalkspatarme Typen, den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe an und sind am nächsten als calcitreiche Glieder dieser Gesteinsserie aufzufassen.

Ihr Alter ergibt sich aus dem Vorkommen östlich vom Pfarrhofe, wo der hier auftretende Hollait deutlich von einer breiten Apophyse von Fenit durchsetzt ist; im Melteigitgebiet ist auch der Melteigit, wie früher erwähnt, von pulaskitischem Fenit durchsetzt.

Das Vorkommen der Hollaite und Kåsenite bei W. Kåsene, wo der Abstand beiderseits zu fenitisiertem Grundgebirgsgranit (in SSW wie auch in NNO, hier unterhalb O. Kåsene) nicht groß ist, könnte vielleicht als eine breite Apophyse im angrenzenden, fenitisiertem Grundgebirge aufgefaßt werden.

KÖRNIGE KARBONATGESTEINE DES FENGEBIETES.

1. Sövite.

Zwischen dem Hofe *Söve* und dem Ufer von Nordsjö findet sich ein Waldterrain, von etwa 78 Meter ü. d. M. stufenweise gegen Nordsjö (15 M. ü. d. M.) abfallend. Das herrschende Gestein ist hier zwischen der Söve-Bucht im O. und der Landstraße im W. ein Fenit oder ein fenitisierter Grundgebirgsgranit, im NW längs dem Seeufer ein kaum metamorphosierter Grundgebirgsgranit.

Das ganze Gebiet ist namentlich durch den Waldboden meistens ziemlich stark überdeckt, außer längs dem Ufer von Nordsjö, wo ein ziemlich zusammenhangendes Profil in anstehendem Felsen entblößt ist.

Am Seeufer finden sich hier zwei Steinbrüche an *körnigem Marmor*, etwa NNO von Söve Ackerbauschule ein älterer, von Herrn Gutsbesitzer D. Cappelen früher abgebauter Bruch, und etwa 250 Meter weiter westlich (gerade N. von Söve) ein zweiter, neuerer Steinbruch: »*Hydro's Bruch*« (für die Salpeterfabrik auf Notodden in ungefähr 30 Meter Länge und 15 Meter Höhe abgebaut).

Das herrschende Gestein dieser beiden größeren Steinbrüche ist ein massig körniger, weißer *Marmor*, lokal mit einem schlierigen Charakter, mit dunkleren Streifen in dem sonst herrschenden weißen Gestein.

Die Untersuchung einer Anzahl Dünnschliffe zeigten die folgende Zusammensetzung des herrschenden Gesteins: *Apatit* in Aggregaten dünner Prismen, mehr oder weniger reichlich, lokal bis zu 8 % des Gesteins. Ferner kleine Krystalle (bisweilen hübsche 6-seitige Tafeln) und Schuppen von *Manganophyll*, selten allein, gewöhnlich zusammen mit und teilweise innig verwachsen mit einem sehr hell grünlichen, öfters nur sehr wenig pleochroitischen *Biotit*. Bisweilen, nicht immer, auch kleine Büschel von fast farbloser, oder schwach grünlich blauer *Hornblende*. Recht verbreitet ist *Mikrolith* in tiefbraunen Körnern. Endlich *Magnetit* (in einigen Schlieren recht reichlich, öfters fehlend) und ein wenig *Eisenkies*.

Die *Manganophyll*-Körner zeigen u. d. M. den gewöhnlichen abnormalen Pleochroismus mit der stärksten Absorption, — mit orangegelber Farbe — für die senkrecht zur Spaltebene schwingenden Strahlen, und mit der kleinsten Absorption, — mit ganz schwach grünlicher oder hellgelber Farbe — für die parallel zur Spaltebene schwingenden Strahlen. Die Verteilung der Absorption ist sehr ungleichmäßig, bald stärker, gewöhnlich aber schwach, und flammig wechselnd; öfters ist der Absorptionsunterschied der beiden Strahlen sehr gering. Außerdem ist die Verwachsung mit dem sehr hell grünlichen, nur ganz schwach pleochroitischem *Biotit* auch recht ungleichmäßig; wenn eine solche Verwachsung auftritt, bildet der Manganophyll

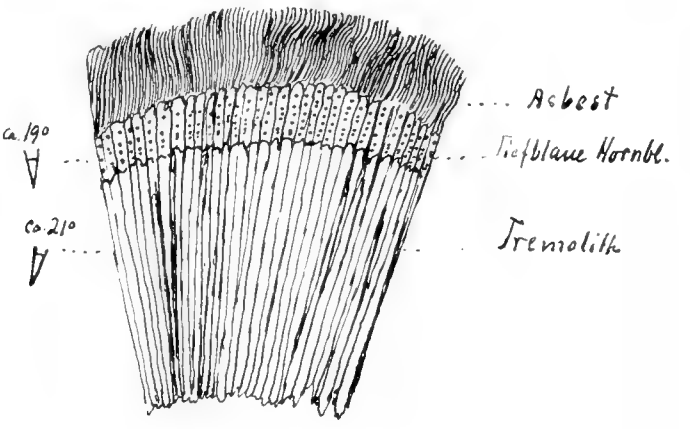


Fig. 22.
Büschel von Hornblende (Cappelens Steinbruch) in Marmor. Vergr. $^{25}/_{1}$.

häufig nur eine Randzone um den Biotit herum. In vielen Fällen kommt entweder nur Manganophyll oder nur der hellgrüne Biotit vor. In konvergentem Licht zeigt der Manganophyll ein absolut einachsiges Achsenbild; er stimmt überhaupt offenbar recht nahe mit dem von A. Hamberg untersuchten »heller rotbraunen« Manganophyll von Harstigen, Wermland, überein[1], und dürfte wahrscheinlich ungefähr eine ähnliche chemische Zusammensetzung haben. Der hell grünliche Biotit muß unzweifelhaft sehr reich an MgO (und Al_2O_3) und arm an Fe-Oxyden sein. Er ist öfters in bedeutend größerer Menge als der Manganophyll vorhanden, fehlt aber auch häufig, wenn dieser etwas reichlicher auftritt. Die Größe der Manganophyll- und Biotitkörner ist in der Regel ganz gering, selten mehr als 1 bis 2 Mm.

Die seltener auftretenden Büschel von *Hornblendenadeln* bestehen ganz vorherrschend aus einem farblosen *Tremolith*; bisweilen aus einer ganz hell grünlichblauen Hornblende. In einigen Dünnschliffen setzen die Tre-

[1] Siehe Referat in Zeitschr. f. Kryst., Vol. XX, S. 389 (Analyse No. 2).

molithstrahlen in eine blaue *arfvedsonitische* Hornblende fort, welche wieder in eine Randzone von faserigem Asbest endigt (siehe Fig. 22).

Der *Mikrolith* tritt z. T. in scharf ausgebildeten Krystallen auf, mit {111} und bisweilen auch mit kleineren Flächen von {100}; diese Krystalle erreichen ausnahmsweise eine Größe von 6 bis 8 Mm. U. d. M. zeigt sich der Mikrolith in der Regel vollkommen isotrop, mit gelbbrauner bis tiefbrauner Farbe durchscheinend bis durchsichtig und ganz einheitlich. Bisweilen zeigen die Körner desselben doch dünne parallele Lamellen, die das

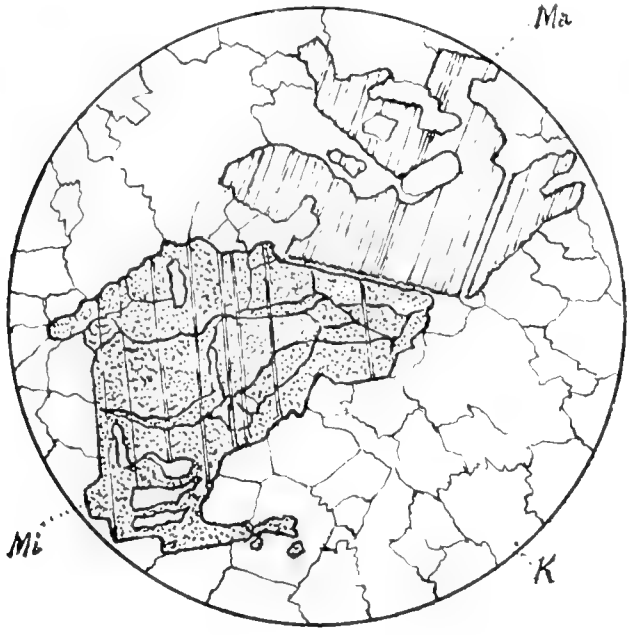


Fig. 23.
Sövit. Hydro's Steinbruch. Vergr. $^{25}/_{1}$.
K = Kalkspat. Mi = Mikrolith. Ma = Manganophyll.

Licht weniger absorbieren (Zwillingslamellen nach {111}?; siehe Fig. 23); derartige Körner zeigen häufig ganz unregelmäßige äußere Begrenzung, und sind öfters auch deutlich resorbiert, was ebenfalls häufig mit den Apatitkörnern der Fall ist. Der *Apatit* tritt übrigens öfters in zahlreichen, nahe beisammen angehäuften, dünnen Prismen auf, gleichwie in parallelen Strömen angeordnet. — Das Gestein ist doch in der Regel *vollkommen massig körnig*, obwohl stellenweise deutlich schlierig, mit abwechselnden rein *weißen*, ganz vorherrschend oder fast nur aus *Kalkspat* (u. d. M. mit spärlichen Dolomitkörnern) bestehenden Schlieren, und anderen durch reichlicheren Gehalt von Glimmermineralien oder Mikrolith und Magnetit etc. buntscheckig gefleckten Schlieren. Deutliche Druckerscheinungen fehlen, doch

sind z. B. die Manganophyllkörner bisweilen gebogen und in manchen Fällen auch ganz unregelmäßig läppig (siehe Fig. 23 und 24).

Es gelang mir in dem stark überdeckten Terrain mit Sicherheit nachzuweisen, daß diese Kalksteinvorkommen am Seeufer von Nordsjö in der Tat nur die auslaufenden Enden von zwei großen vertikalen *Gängen* repräsentieren, die in etwa ONO—WSW-licher Richtung den Fenit und den fenitisierten Grundgebirgsgranit durchsetzen. Ihre Mächtigkeit ist ungefähr je 12 bis 15 Meter und sie wurden mit vielen und großen Unterbrechungen in dem überdeckten Waldterrain in etwa 300 Meter Länge verfolgt.

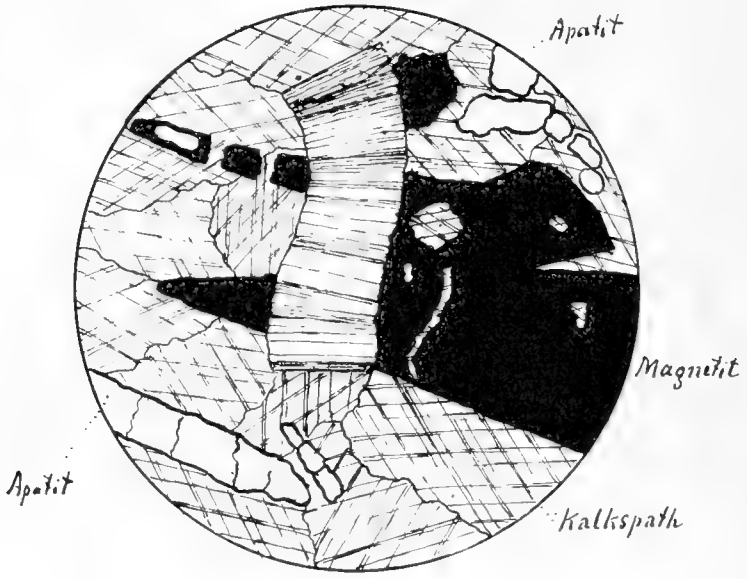


Fig. 24.
Manganophyll in Sövit. Cappelens Steinbruch. Vergr. ca. $^{15}/_{1}$

Die nähere Untersuchung zeigte ferner, daß *zwischen* denselben teils im Walde, teils im Profil am Seeufer, noch 2 oder 3 andere, bedeutend kleinere parallele Gänge vorhanden sind. Etwa 100 Meter südlich von dem südlichsten derselben findet sich ebenfalls ein bis etwa 2 Meter dicker Parallelgang[1]. Etwa 60 Meter noch südlicher tritt wieder ein neuer, ca. 3 Meter dicker Gang auf, welcher mit Unterbrechungen von dem Keller unterhalb des großen Viehstalls auf Söve bis nach dem innersten Teil der Sövebucht (und vielleicht auch noch weiter bis zum Häuzlerplätzchen östlich von dieser) in einer Länge von etwa $^{1}/_{2}$ Km. fortsetzt. Auch noch süd-

[1] Dieser Gang hat vielleicht seine Fortsetzung in ONO-licher Richtung in der kleinen Halbinsel an der NO-Ecke der Sövebucht, hier doch in drei ganz kleinen nahe beisammen streichenden Gängen zerteilt (1.5 bis 2 Meter, ca. 0.4 M. und 1 bis 1.5 M. dick).

licher sind mehrere derartige Kalksteinsgänge zwischen Söve und Torsnes nachgewiesen. Ein etwas schematisches Profil (Fig. 25) stellt das Auftreten aller dieser Gänge dar.

Die oben genannten Gänge zeigten, bei der Untersuchung ihrer Gesteine in Dünnschliffen, alle ungefähr dieselbe Mineralienzusammensetzung (Kalkspat mit ein wenig Dolomit; ferner Apatit, Mikrolith, Magnetit, Eisenkies, Manganophyll mit oder ohne Biotit, ein wenig Tremolith, Spur von sekundärem Baryt).

Die oben beschriebenen Gänge aus dem Gebiet der Umgebung von Söve müßten ihrem Streichen nach wahrscheinlich in dem Profil längs der großen Landstraße auf der Strecke ungefähr zwischen Ringsevja und der Straße nach Söve fortsetzen. Dies etwa 300 Meter lange Profil zeigt

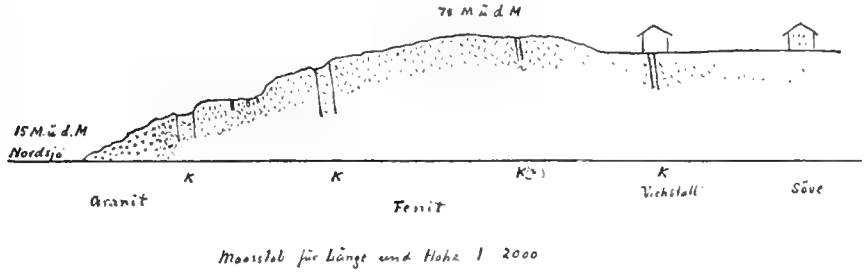


Fig. 25.

längs der Landstraße eine Reihe guter Aufschlüsse in der abgeschnittenen Felswand längs der Ostseite derselben; das Profil ist doch leider nicht kontinuierlich und ist stellenweise durch dichte Laubwaldvegetation stark bedeckt. — Es ist wahrscheinlich, daß die Unterbrechungen des Profiles durch Erddecke und Wald z. T. eben das Ausgehende der Kalksteingänge der Sövegebiets verbergen.

Dies Profil längs der Landstraße zeigt von dem Bachübergang bei Ringsevja gerechnet in südlicher Richtung zuerst vorherrschend Fenit, dann eine überdeckte Strecke. Nach dieser folgt in einer Länge von etwa 60 Meter wieder ein bloßgelegtes Profil zuerst von Fenit mit dünnen etwa WSW—ONO streichenden Kalkspatgängen und weiter südlich mit einer Reihe größerer, dicht beisammen auftretenden, z. T. stark verzweigten Gängen eines gelblich weißen Karbonatgesteins in Fenit. Das Gestein dieser Gänge ist schon makroskopisch charakteristisch verschieden von demjenigen der großen Kalksteingänge des Seeuferprofiles N. von Söve und zeigte sich bei der chemischen Untersuchung wesentlich aus *Dolomit* zu bestehen. Sie gehören deshalb zu einer besonderen Gesteinsgruppe, die weiter unten (siehe unter »Rauhaugite«) näher erwähnt werden sollen.

Weiter südlich ist der Abhang östlich von der Landstraße wieder in etwa 30 M. Länge überdeckt, dann in etwa 8 Meter Länge entblößt, hier mit einem Gang von weißem, feinkörnigem Marmor in Fenit (Fortsetzung eines der kleineren Gänge zwischen Hydro's Steinbruch am Nordseeufer?). Wieder ist das Profil in etwa 70 Meter Länge überdeckt, dann auf ca. 6 Meter Länge ein Profil in Fenit mit dunklen Schlieren entblößt; wieder 15 M. überdeckt, dann ein ca. 8 M. langer Aufschluß von dunklem Gestein (umgewandeltem Melteigit), mit dünnen schlierigen Gängen von z. T. recht grobkörnigem Kalkspat, und von Fenit. Wieder ca. 30 M. überdeckt, dann ein Profil mit dünnen, schlierig wechselnden vertikalen WSW—ONO streichenden, abwechselnden dunklen Streifen von umgewandeltem Melteigit[1] und weißen Streifen von Kalkstein. *Es ist nicht unwahrscheinlich, daß diese eine Fortsetzung des großen Kalkstein-Ganges am Viehstall von Söve repräsentieren.* Die dünnen Schlieren dieser Gesteine alternieren in rascher Reihenfolge und machen vollkommen den Eindruck einer schlierigen Fluidalstruktur gleichzeitig aufgepreßter eruptiver Mischgesteine. Ein Dünnschliff einer der weißen Schlieren zeigte etwa 75 bis 80 % Kalkspat, *wenigstens 15 % Apatit* in parallelen Streifen zahlreicher, dicht zusammengehäufter Prismen (etwa 1 Mm. lang, $^1/_5$ Mm. dick), außerdem ca. 5 % Magnetit in eigentümlichen Skelettbildungen von $^1/_2$ bis 1 Mm. im Durchmesser, Spuren von Manganophyll in den gewöhnlichen winzigen Tafeln und von Eisenkies. Die Struktur macht entschieden den Eindruck *einer fluidalen Parallelstruktur*, indem die kleinen Apatitprismen alle parallel einer gemeinsamen Ebene, im Kalkspat schwimmend, in dünnen Strömen angeordnet sind. Der Druck, welcher diese Parallelanordnung hervorgebracht hat, ist absolut nicht sekundär, sondern muß vielmehr eine ursprüngliche Fluidalstruktur eines an Apatit ungewöhnlich reichen erstarrten »*Calcitmagmas*« repräsentieren.

Eine angrenzende Schliere eines feinkörnigen, *schwarzen* Gesteins derselben Lokalität zeigte sich u. d. M. zu bestehen aus: etwa 40 % Biotit (in kleinen 0.2 bis 0.5 Mm. großen Tafeln), etwa 5 % Apatit und etwa 55 % Kalkspat. Dieser *Apatit-Biotit-Calcitfels* ist vielleicht ein Mischgestein aus einer Mischung des Magmas des eben erwähnten Apatit-Calcitfelses mit einem melanokraten an K_2O und Al_2O_3 verhältnismäßig reichen Silikatmagma (etwa wie demjenigen des Kamperits) erstarrt. Einer zweiten möglichen Deutung gemäß könnte dieser Apatit-Biotit-Calcitfels vielleicht als ein total umgewandelter, an Apatit reicher Melteigit aufgefaßt werden, in welchem

[1] Diese zeigen teils noch erkennbare Pseudomorphosen nach Nephelin und Pyroxen, mit Apatit, Titanit und ein wenig Kalkspat, teils sind sie schon in feinschuppige Apatit Biotit-Calcitfelse gänzlich umgewandelt.

unter dem Aufdringen des Calcitmagmas bei wiederholter Umkrystallisation schließlich alle Spuren der ursprünglichen Mineralienzusammensetzung und Struktur vollkommen ausgewischt gewesen wären (confr. S. 139—142). Die häufig wechselnde schlierige Struktur des ganzen Profiles macht aber wohl die erstere Deutung mehr wahrscheinlich. — —

Der oben beschriebene große Gangzug von Kalksteingängen, welcher in etwa ONO—WSW-licher Richtung das Fengebiet auf der Strecke zwischen dem Seeufer nördlich von Söve und der großen Landstraße durchsetzt, setzt nun auch in derselben Richtung nach WSW weiter fort. Auf der W-Seite der Landstraße längs dem Bach ist das Profil in einer steilen Wand mehr kontinuierlich entblößt als östlich von der Landstraße, war aber bei meinem Besuch hier nach starkem Regen leider zu schwierig zugänglich, um damals eine nähere Untersuchung zu erlauben.

Genau ähnliche Gänge von körnigem Kalkstein finden sich nun auch an einer Reihe anderer Vorkommen im Fengebiete. In dem Tal des westlichen Hâtvetbaches ist auf fünf Stellen am Talboden auf einer Strecke von etwa 400 Meter krystallinischer Kalkstein nachgewiesen; an der SSW-lichsten dieser Stellen (etwa 300 M. NO von dem nördlichsten der Hâtvet-Höfe) stürzt der Bach in einer tiefen Schlucht über den weißen Kalkstein (in etwa 6 Meter Breite) im Bachbett in einem kleinen Wasserfall herab, die anderen Stellen liegen in dem stark bedeckten Talboden mit Zwischenräumen alle auf einer SSW—NNO-lichen Linie, und gehören deshalb wahrscheinlich einem Gang, welcher die umgewandelten Melteigitgesteine, die hier fast nur an der OSO-Seite des Tales entblößt sind, durchsetzt. Das Gestein ist der gewöhnliche an Apatit recht reiche weiße »Marmor«. Genau in der Fortsetzung der Gangrichtung finden sich 300 Meter weiter NNO im Bachbett der vereinigten Bäche gleich nördlich von der Brücke über die große Landstraße ein schlieriges Gestein mit abwechselnden *weißen* Schlieren aus krystallinischem Kalkstein und *schwarzen* Schlieren aus Calcit-Biotitfels. Es ist möglich, daß die weißen Schlieren dieses Vorkommens die Fortsetzung des großen Ganges des westlichen Hâtvetbachtales repräsentieren.

Zwischen diesem großen Gang und der Kirchenruine findet sich (ca. 250 M. östlich von dieser) Kalkstein mit Apatit und den gewöhnlichen kleinen Tafeln von Manganophyll.

Weiter südlich finden sich Gänge von körnigem Kalkstein, reich an Apatit, an mehreren Stellen im *Ijolith-Melteigit-Gebiet*, besonders SW und SO von Hâtvet. Ein großer, stark überdeckter Gang streicht hier z. B. durch diese Gesteine auf einer Strecke von ein Paar Hundert Metern in WSW—ONO-licher Richtung längs dem nördlichen Abhang von Hâtvet-åsen; das Terrain ist hier überall sehr stark mit losen Absätzen bedeckt,

so daß sich die Mächtigkeit des Ganges nicht näher feststellen ließ. Ähnliche kleinere Gänge finden sich im Melteigit SO von Melteig (ca. 50 M. östlich vom Bachbett, etwa bei 110 auf der Karte) sowie auch SW von Melteig.

Ebenfalls finden sich derartige Gänge und kleinere Adern im *Vibetoitgebiet* zwischen Vibeto und dem Vibetobach. Ein loser Block aus Vibeto—Oppigaren, sicher aus einem solchen Gang in Vibetoit stammend (ähnliche Kalksteingänge wurden auch in anstehendem Vibetoit beobachtet) ist in $^2/_5$ der natürlichen Größe an einer Tafel hinten im Buche dargestellt. Das Gestein dieses Ganges zeigt, wie man aus der Figur desselben sicht, eine schlierig gestreifte Struktur. Das vorherrschende helle, feinkörnige Gestein besteht fast nur aus gelblichweißem Kalkspat. Apatit wurde in dem Dünnschliff desselben nicht beobachtet. Der dunkle etwa 3 Cm. breite Streifen in der Mitte, den ich aus entsprechenden Beobachtungen als eine gleichzeitig erstarrte Schliere auffasse, enthält, außer dem vorherrschenden Kalkspat, *sehr reichlich Apatit* (in rohen Prismen oder in Aggregaten von resorbierten, unregelmäßigen Körnern), ferner *Chlorit* oder und ein wenig *Eisenkies* samt ganz sparsam *Mikrolith*. Der Chlorit ist sehr schwach doppelbrechend (zwischen gekreuzten Nikols mit den charakteristischen tief violblauen Interferenzfarben), grüngefärbt, aus *Biotit* durch Zersetzung unter Ausscheidung von *Magnetit* und *Titanit* (in kleinen, linsenförmigen, recht stark pleochroitischen Kryställchen) entstanden; er bildet ziemlich große Blättchen, zum Teil mit Spuren von *Manganophyll* gemengt. Der Apatitgehalt der dunklen Schliere wurde durch die weiter unten angeführte Analyse zu nicht weniger als ca. $^1/_4$ derselben (ca. 24.78 %) bestimmt. Die Zusammensetzung des Chlorits wurde berechnet zu: SiO_2 27 39, Al_2O_3 17.75, Fe_2O_3 3.72, FeO 16.82, MnO 1.69, MgO 20.12, CaO 0.17, NaO_2 0.25, H_2O 12.09.

Etwa *100 Meter westlich von Harekjern*, am Abhang von Vibetohögda, ca. 170 bis 180 M. ü. d. M. findet sich mitten im Walde in einem vertikalen Gang von feinkörnigen, weißen »Marmor« eine ganz kleine Kalksteinhöhle, so groß daß ein Mann hineinkriechen kann. Die Wände derselben sind mit einer dünnen Kruste von Tropfstein bedeckt, mit kleinen Stalaktiten etc. Das Ganggestein, worin diese Höhle erodiert ist, ist wie gewöhnlich reich an Apatit; das Nebengestein, das von dem Gange durchsetzt ist, besteht aus *Fenit*.

Etwa 350 M. weiter in ONO-licher Richtung fand sich *am Fußpfad von Brattskot nach Brillekåshögda* ein ähnlicher, sehr apatitreicher Kalksteingang in *fenitisiertem Grundgebirgsgranit*.

Auch im Walde westlich vom Hofe *Teigen* fand ich einen ähnlichen, etwa W—O streichenden kleinen Kalksteingang in derartigem *fenitisiertem*

Grundgebirgsgranit. Ein loser Block, der vielleicht aus diesem Gang stammt, wurde am Hofe selbst gefunden. Die verwitterte Oberfläche desselben zeigt eine kräftig gelb gefärbte Rosthaut; über diese hervorragend finden sich parallelstreifig reihenförmig angeordnet kleine, ellipsoidische, weiße Knorren von *Apatit*, und spärlich schwarze Flecken von *Magnetit*. Die Apatitknorren sind bis zu höchstens 1 Centimeter, gewöhnlich doch nur 3 bis 5 Mm. lang, stark ausgezogen, mit völlig gerundeten Umrissen, häufig nach dem einen Ende spitzig, kaulquabbenartig auslaufend, gewöhnlich mehrere beisammen, und reihenförmig nach einander angeordnet. Dünne Spaltenfüllungen von Eisenoxydhydrat schmiegen sich um die einzelnen

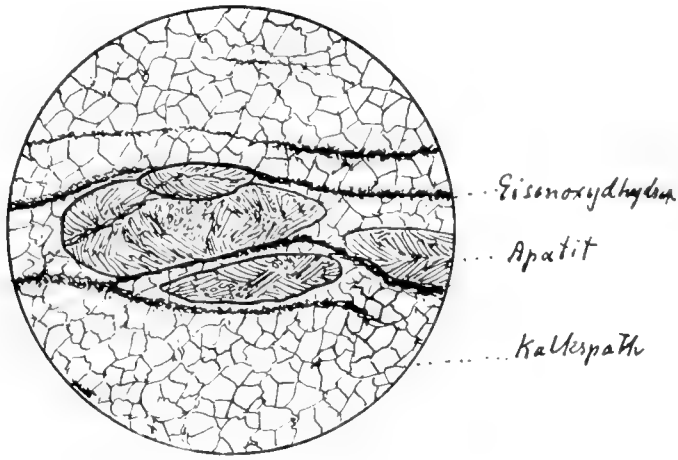


Fig. 20.
Sövit mit Apatittropfen; von Teigen. Vergr. ca. $^8/_1$.

Apatitlinsen, und geben in Verbindung mit denselben den Eindruck einer Parallelstruktur des Gesteins. Sehr bemerkenswert ist es nun, daß diese Apatitlinsen nicht, wie es erwartet werden sollte, aus einheitlichen Individuen bestehen; u. d. M. zeigen sie sich zusammengesetzt aus unzähligen, ganz winzigen dünnen Prismen von Apatit, die dicht beisammen liegend in allen Richtungen angeordnet sind. Die einzelnen Prismen sind höchstens 0.02 Mm. dick, 0.1 Mm. lang, meistens viel kleiner. Die beigefügte Figur versucht eine angenäherte Vorstellung ihrer Anordnung zu geben, in der Tat ist die Anzahl derselben aber in jedem einzelnen Knorren noch bedeutend größer, als die Figur erweist.

Wie sind nun diese eigentümlichen Bildungen zu erklären? Um diese Frage zu lösen habe ich zuerst etwa 30 Präparate verschiedener anderen Vorkommen derartiger körnigen, apatitreichen Kalksteine aus Gängen des Fengebietes u. d. M. untersucht. Es zeigte sich dabei, daß in einigen derselben Anhäufungen von kleinen, dünnen Apatitprismen, oft massenhaft

innerhalb derselben zusammengehäuft, nicht ganz selten sind. Sie unterscheiden sich aber in zwei Beziehungen wesentlich von den Apatitlinsen des Teigen-Vorkommens. *Erstens* dadurch, daß in den letzteren zwischen den einzelnen Prismen keine Spur einer fremartigen Zwischenmasse vorhanden ist, was nicht mit den übrigen Vorkommen der Fall ist, indem in diesen Zwischenräume, gewöhnlich mit Kalkspat gefüllt, immer reichlich auftreten, selbst wo die einzelnen Prismen ganz dicht zusammen liegen. *Zweitens* durch die äußere Linsenform der Aggregate, wobei die einzelnen Prismen alle durch die kontinuierliche äußere Gesamtumgrenzung der Linsen abgeschnitten sind und nicht mit freien, ungleich langen Enden herausragen, wie sonst an den übrigen Vorkommen ohne Ausnahme der Fall ist. —

Es scheinen demnach nur zwei Erklärungen des ganz alleinstehenden Vorkommens der Apatitlinsen von Teigen möglich:

1) Zahlreiche zuerst auskrystallisierte kleine freiliegende Apatitprismen wären unter Bewegung in einem flüssigen Karbonatmagma zu linsenförmigen Aggregaten zusammengehäuft und dabei gleichzeitig durch einseitigen äußeren Druck beim Aufpressen in der Gangspalte so stark zusammengepreßt gewesen, daß zwischen den einzelnen Prismen keine Zwischenräume übrig bleiben könnten. Durch die weitere Bewegung der flüssigen Masse müßten dann die Enden der einzelnen Apatitprismen abgerieben oder resorbiert gewesen sein, so daß schließlich eine kontinuierliche linsenförmige oder schließlich kaulquabbenartige Umgrenzung der Aggregate resultieren müßte.

2) Das Calciumfosfat wäre seiner Schwerlöslichkeit wegen ursprünglich als viskose, *amorphe Tropfen* ausgeschieden, welche unter der Bewegung des Karbonatmagmas in der Gangspalte die Linsenform erhielten; unter fortgesetzter Abkühlung wäre dann innerhalb der Tropfen die amorphe Substanz nachträglich in krystallinische Form in die vorhandenen Krystallprismen-Aggregate übergegangen. Als Analogie eines derartigen Vorgangs könnte man z. B. an das Verhalten des geschmolzenen Schwefels denken, welcher — wenn zu ca. 400° erheizt und dann in kaltes Wasser gegossen — zuerst zu einer plastischen, amorphen Masse erstarrt, die nachträglich in krystallinen Schwefel übergeht.

Welche dieser Erklärungen vorzuziehen wäre, ist schwierig zu entscheiden. In Silikatmagmen ist Apatit, wie bekannt, auch schwierig löslich, ist aber immer in krystalliner Form ausgeschieden; da er auch an den Karbonatgängen des Fengebietes sonst überall als Krystalle ausgeschieden ist, scheint es schwierig die Hypothese der Ausscheidung zuerst als amorphe Tropfen nur für ein einzelnes Vorkommen aufrecht zu halten. Anderseits

bereitet auch die Annahme der ersten Hypothese verschiedene Schwierigkeiten. So ist es z. B. sehr auffallend, daß an den übrigen Vorkommen mit Massenanhäufungen kleiner, dicht beisammen liegender Apatitprismen auch außer denselben einzelne im Kalkspat freiliegende Apatitkrystalle ganz allgemein sind, während solche an dem Vorkommen von Teigen zu fehlen scheinen und jedenfalls sparsam vorkommen müssen.

Dem sei nun wie es wolle; so viel ist jedenfalls sicher, daß die Parallelstruktur des Gesteins eine *primäre Fluidalstruktur* und keine sekundäre Druckstruktur eines schon verfestigsten Gesteins ist, ferner daß — gleichzeitig ob man die eine oder die andere Hypothese zur Erklärung der eigentümlichen Apatitlinsen desselben vorzieht — dies Gestein nur durch die Annahme erklärt werden kann, daß es *aus einem in einer Gangspalte aufgepreßten Karbonatmagma erstarrt ist.*

Dieselbe Schlußfolgerung ergibt sich auch aus dem Studium der übrigen oben beschriebenen kalkspatreichen, körnigen Gänge mit ihrer charakteristischen Mineralienzusammensetzung: *Apatit* oft sehr reichlich; ein wenig *Magnetit* und *Eisenkies*; sehr häufig ein geringer Gehalt von *Mikrolith*; sehr verbreitet, obwohl fast immer in geringer Menge, kleine Tafeln von *Manganophyll*, öfters mit *Biotit* zusammen; bisweilen ein wenig *Tremolith und blaue alkalische Hornblende*, samt schließlich *ganz vorherrschend Kalkspat* (nur in ganz geringer Menge mit $MgCO_3$ und $FeCO_3$ gemischt). Diese zahlreichen, bis zu 12 bis 15 Meter dicken Gänge des Fengebietes sind in der Regel durch und durch gleichmäßig, massig-körnig, bisweilen schlierig, zeigen aber *niemals die Parallelanordnung der aus wässerigen Lösungen von den Rändern der Gangspalten aus gegen die Gangmitte hin sukzessiv durch Verdunstung des Lösungsmittels ausgefällten Füllungen der Mineralgänge.* Ausnahmsweise zeigen silikatreiche Schlieren der größeren Gänge eine *eutektische* Struktur. Beispielweise ist ein derartiges Vorkommen aus dem Steinbruch des Herrn Gutsbesitzer D. Cappelen am Ufer von Nordsjö in einer der Tafeln hinten im Buche dargestellt. Das dunkle Mineral, das die Zwischenräume zwischen den weißen Kalkspatlamellen ausfüllt, ist in diesem Falle wesentlich *Biotit* (nachträglich in grünen Chlorit umgewandelt).

Das ausnahmsweise Vorkommen von eutektischen Schlieren in den herrschenden *isomer* (aplitisch) *körnigen* Gangkalksteinen des Fengebietes beweist die genetische Analogie dieser Ganggesteine mit den unzweifelhaft aus einem gemischten Karbonat-Silikatmagma erstarrten, besonders beschriebenen Ringitpegmatiten, Hollaitpegmatiten, Kasenitpegmatiten, Hollaiten und Kåseniten, eine Analogie die auch durch die schlierige Wechselung mit

dunklen Biotit-Calcitfelsen, Apatit-Biotit-Calcitfelsen in den Profilen längs der Landstraße W. und SW. von Söve bestätigt wird. Es ist überhaupt, nach dem eingehenden Studium der verschiedenen karbonatreichen Gänge des Fengebietes meiner Ansicht nach nicht möglich, eine andere Genesis für die oft fosfatreichen, silikatarmen, isomer körnigen Karbonatgesteine, als für die silikatreicheren, eutektischen Karbonatgesteine des Fengebietes anzunehmen. Sie sind alle *Erstarrungsgesteine*, in der Haupsache nur stofflich, nicht genetisch verschieden von den gewöhnlichen aus Silikatmagmen gebildeten Erstarrungsgesteinen.

Um auch die *chemische* Zusammensetzung der oben beschriebenen »Kalksteingänge« näher kennen zu lernen, wurde auch eine Anzahl chemischer Analysen verschiedener Vorkommen ausgeführt.

I. Analyse einer Generalprobe von 50 Kilogramm aus dem großen Gang des von der Salpeterfabrik auf Notodden abgebauten Steinbruchs am Ufer von Nordsjö (»Hydros Bruch«); von L. THOMASSEN.

II. Analyse einer weißen, fein- bis mittelkörnigen, sehr silikatarmen Schliere, ebendaselbst; von L. THOMASSEN.

Der Al_2O_3-Gehalt ist nach später bei diesen Analysen gewonnener Erfahrung entschieden zu hoch, der P_2O_5-Gehalt entsprechend zu niedrig, weshalb bei der Berechnung der Mineralienzusammensetzung mit einem um 0.22 % niedrigeren Al_2O_3-Gehalt und einem um 0.22 % höheren P_2O_5-Gehalt gerechnet wurde.

III. Analyse einer ordinären Probe aus Cappelens Steinbruch ebendaselbst; von L. THOMASSEN.

IV. Analyse einer Durchschnittsprobe der dunklen, äußerst apatitreichen Schliere des oben (siehe S. 238) erwähnten Blockes aus einem Karbonatgang in Vibetoit. Durch einen Unfall wurde als Analysenmateriel nicht nur die dunkle Schliere, sondern teilweise auch das beiderseits derselben angrenzende weiße Gestein angewandt, ungefähr im Verhältnis 2:1; neben der ausgeführten Analyse ist deshalb unter IV a das Resultat der Analyse nach Abzug von 33.33 % Karbonat (CO_2 14.67, CaO 18.52, MgO 0.04, FeO 0.10) auf 100 % berechnet angeführt, um die mutmaßliche Zusammensetzung nur der dunklen apatitreichen Schliere zu erhalten. Die derartig berechnete Zusammensetzung derselben kann zwar nicht absolut genau sein, muß aber doch sehr nahe eine richtige Vorstellung von dem *Apatitgehalt* derselben geben, da das umgebende weiße Gestein, wie

oben erwähnt, keinen Apatit zu enthalten schien. Die von A. Rodland ausgeführte Analyse gibt kaum den richtigen CO_2-Gehalt, da zu der Zeit der Ausführung derselben ein völlig genügender Apparat zur genauen Bestimmung der CO_2 nicht vorhanden war; bei der Berechnung der Analyse wurde deshalb mit 0.98 % weniger CO_2 und 1.19 % mehr H_2O als nach der Analyse gefunden gerechnet.

Diese vier vollständigen Analysen gaben die folgenden Resultate:

	I	II	III	IV	IV a
SiO_2	3.36	0.73	2.00	3.35	5.03
TiO_2	0.30	—	0.19	0.15	0.22
Al_2O_3	1.69	0.60	0.66	2.10	3.15
Fe_2O_3	6.13	0.53	2.44	1.22	1.83
FeO	2.99	0.67	2.06	2.44	3.52
MnO	0.31	0.28	0.29	0.20	0.30
MgO	3.10	2.83	2.25	2 46	3.64
CaO	44.35	50.47	48.72	47.93	44.23
BaO	0.10	—	0.04	0.04	0.06
Na_2O	0.04	0.01	0.02	0.03	0.045
K_2O	0.50	0.25	0.32	Spur	—
H_2O	— (0.14)	(0.09)	(0.10)	(0.08)	(0.12)
	+ 0.16	0.04	0.10	0.24	0.36
P_2O_5	3.26	0.95	3.38	6.92	10.41
Nb_2O_5 & Ta_2O_5	0.80	0.78	0.82	—	—
CO_2	32.80	41.44	36.22	31.87	25 90
Cl	0.02	0.03	0.02	0.03	0.445
F	ca. 0.28	0.08	ca. 0.29	0.56	0.84
S	0.42	0.29	0.51	0.20	0.30
SO_3	0.06	—	0.02	—	—
	100.81	100.07	100.45	99.82	100.00
H_2O —	0.14	0.09	0.10	0.08	0.12
	100.67	99.98	100.35	99.74	99.88

Die nach den Beobachtungen der Dünnschliffe der oben angeführten Gesteine aus den Analysen berechneten Prozentmengen der auftretenden Mineralien wären etwa die folgenden:

	I	II	III	IV
Manganophyll ca. 3.23	8.61	2.05	ca. 3.14	3.84	Spur
Biotit 5.38		—	2.05 » 0.70		—
Chlorit . . .	—	—	—	11.83	12.96
Titanit . . .	—	—	—	0.36	
Magnetit . . .	8.00	0.14	2.90	0.77	
Tremolith . .	—	—	1.00		—
Apatit	7.75	2.77	8.01		16.38
Mikrolith . . .	1.40	1.15	1.36		Spur
Eisenkies . . .	0.89	0.54	1.08		0.36
Baryt (sek.) . .	0.16	—	0.06		—
Karbonate:					
$CaCO_3$ . . . 71.10	74.02	87.04	93.25	78.38	81.91	69.44	69.95
$MgCO_3$ . . . 2.82		5.40		2.71		0.17	
$FeCO_3$ . . . 0.10		0.81		0.82		0.34	
	100.83	99.90		100.16		99.65	
Rest in der Analyse:							
Al_2O_3	—	0.22	0.37		0.20	CO_2 0.97	1.32
H_2O	—	—		0.02			
O für F & S . . . + 0.16		0.15		0.18		0.35	
	100.99	100.27		100.36		100.97	
Zu wenig in der Analyse:							
SiO_2 . . . 0.08	— 0.30 P_2O_5	0.08	0.30	—		F 0.04	1.23
K_2O . . . 0.22		0.22		—		H_2O 1.19	
	100.69	99.97		100.36		99.74	

Die Menge der Silikate dieser Ganggesteine ist, wie man aus den Analysen sieht, nur gering, ca. 5 bis 10 % im Mittel. Das Karbonat ist ganz vorherrschend Kalkspat. — Der Gehalt von Fe-haltigem Dolomit $Ca \cdot (Mg, Fe) \cdot [CO_3]_2$ ist durchschnittlich sehr gering; nach der Berechnung:

	I	II	III	IV
Kalkspat . . .	67.65	79.91	74.46	68.75
Dolomit . . .	6.37	13.34	7.45	0.98

oder in Prozenten der gesamten Karbonatmenge gerechnet:

Kalkspat . . .	91.40	85.70	90.90	98.59
Dolomit . . .	8.60	14.30	9.10	1.41

Da es von Interesse schien zu untersuchen, ob vielleicht ein wesentlicher Unterschied im Dolomitgehalt der fast nur aus Karbonaten (und Apatit) bestehenden rein weißen Schlieren, und der an Silikaten reicheren Schlieren besteht, wurden von zwei derartigen Proben einer großen, zur Hälfte aus weißem, zur Hälfte aus einem durch kleine Glimmerschuppen gesprenkeltem Gestein bestehenden Stufe aus »Hydros Steinbruch« unvollständige Analysen: von Glühverlust, MgO, CaO, P_2O_5 und löslichem FeO (von L. THOMASSEN) ausgeführt.

	V (dunkle Schliere)	VI (weiße Schliere)
FeO	0.83	0.99
MgO	4.36	4.17
CaO	45.00	49.32
P_2O_5	2.54	(ca. $2^1/_4$ %?)
Glühverlust	38.42	41.79

Diese Mischungen lassen sich ungefähr auf folgende Mineralienzusammensetzung berechnen:

Karbonate:

	V		VI	
$CaCO_3$	73.59	84.09	82.82	93.16
$MgCO_3$	9.16		8.75	
$FeCO_3$	1.34		1.59	
Apatit	6.03		ca. 5.37	
Rest (Silikate, Magnetit etc.)	ca. 9.88		ca. 1.47	

Der Gehalt an Dolomit $Ca \cdot (Mg, Fe) \cdot [CO_3]_2$ ist nach dieser Berechnung in V: 22.55 % und von Kalkspat 61.54 % und in VI von Dolomit 22.13 % und von Kalkspat 71.03 %, oder in Prozenten von der gesamten Karbonatmenge gerechnet:

	V	VI
Kalkspat	73.18	76.25
Dolomit	26.82	23.75
	100.00	100.00

Der Dolomitgehalt ist somit, obwohl etwas verschieden in den beiden verschiedenen Schlieren, doch nicht wesentlich abweichend, in beiden doch höher als in den Gesteinen der Analysen I bis IV.

Die oben beschriebenen, ganz vorherrschend isomer körnigen, aus *Kalkspat* und etwas Dolomit — mit einem geringen Gehalt verschiedener Silikate, samt mit einem oft reichlichen Gehalt an *Apatit* — bestehenden Ganggesteine können somit nach meiner Auffassung, die auch von meinem Mitarbeiter, Professor V. M. GOLDSCHMIDT geteilt wird, nur als *aus einer Schmelzlösung einheitlich erstarrte Gesteine* aufgefaßt werden. Sie bilden einen gut charakterisierten, eigentümlichen Gesteinstypus, welcher einen besonderen Namen verdient; nach dem zuerst genauer untersuchten und zuerst analysierten Vorkommen am Ufer von Nordsjö unterhalb Söve sollen sie hiermit als *Sövite* bezeichnet werden.

Unter den typischen Mineralien der Sövite sind namentlich der *Apatit* und der *Mikrolith* bemerkenswert, *indem sie in genau entsprechender Ausbildung auch in den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe des Fengebietes auftreten.* Der Mikrolith ist ja auch sonst ein so seltenes Mineral, daß sein Auftreten in so gleichmäßiger Verbreitung einerseits in den Ijolith-Melteigitgesteinen, anderseits in den Söviten innerhalb desselben Gebietes unzweifelhaft auf eine für beide Gesteinskomplexe gemeinsame Quelle bezogen werden muß. Es scheint dann diese Beziehung am einfachsten durch die Annahme erklärbar, daß Ijolith-Melteigitmagma noch in der Tiefe flüssig gewesen sein muß, als das Karbonatmagma aufgepreßt wurde, und daß dann aus dem Ijolith-Melteigitmagma pneumatolytische Verbindungen von P, Ta und Nb auch durch das Sövitmagma während seiner Aufpressung und bevor seiner endlichen Erstarrung in den Gangspalten entwichen, welche in dem Ca-reichen Sövitmagma sowohl die reichliche Bildung des Apatits als die sparsamere Bildung des Mikroliths ermöglichten.

Der Apatit sowohl der Sövite als der Ijolith-Melteigitgesteine ist ganz vorherrschend ein fast reiner *Fluorapatit*; es ist deshalb wohl wahrscheinlich, daß bei dieser Pneumatolyse Fluor ein wirksames Agens gewesen ist[1]. Schon in einem einzigen Gang, wie die größeren Sövitgänge des Sövegebietes, enthält das Gestein ja in dem Apatit gebunden gewaltige Mengen von Fluor: rechnet man mit einer Gangbreite von nur 10 M., einer Länge von 200 M. und einer Tiefe von nur 50 M., gibt dies (mit einem mittleren sp. Gew. des Gesteins von 2.7) 270 000 Tons Gesteinsmasse, bei einem mittleren Gehalt von nur 5 % Apatit (entsprechend ca. 0.20 % Fluor) somit ca. 540 Tons von chemisch gebundenem Fluor.

Es ist in dieser Verbindung von bedeutendem Interesse, daß genau dieselbe Verwandtschaftsbeziehung zwischen Ijolithgesteinen und dem Vor-

[1] Adern und Gänge von Flußspat sind auch sowohl in den Kalksteinen als in den Ijolith-Melteigitgesteinen nicht ganz selten. VOGT erwähnt (l. c. 1918, S. 78), daß man auf einem Flußspatgang über 50 Tons von unreinem Flußspat ausgewonnen hatte.

kommen in angrenzendem Kalkstein von Mineralien der Pyrochlorgruppe und von Apatit auch aus dem *Alnögebiet* von Högbom beschrieben ist[1]. Die in pyrochlorführenden Kalkblöcken von Långörsholmen gefundene Mineralgesellschaft ist »nach der ungefährlichen relativen Menge der eingehenden Mineralien: Apatit, Olivin, Pyrochlor, Titanomagnetit, Manganophyll, Knopit und Zirkon.« Aus anderen Blöcken werden auch grünlicher Glimmer und Melanit erwähnt. Högbom bemerkt über die diese Mineraliengesellschaft führenden Kalksteinvorkommen, daß »man kann sie mit gutem Fuge als pneumatolytisch kontaktverändert betrachten, eine Deutung, welche — — nicht auf die Hauptmasse der Alnöer Kalksteine[2] verwendbar ist«

Es ist überhaupt charakteristisch, daß Mineralien der Perowskit-Pyrochlor-Gruppe teils in Kalksteinen, die in Verbindung mit Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe auftreten, teils in derartigen Gesteinen selbst ungewöhnlich verbreitet sind:

Perowskit	*Kuolajärvi*, Finnland; in Kalkstein (Hackmann).
	Imandra See, Kola Halbinsel; in Ijolith (V. Hackmann).
	Alnö; in basischen Ganggesteinen (Högbom).
	Oberwiesenthal; in Einschlüssen von Ijolith (A. Lacroix).
	Uncompagre quadrangle, Colorado; in verschiedenen Gesteinen der Ijolithreihe (Clarke; Steiger).
Dysanalyt	*Magnet Cove*, Arkansas; in Kalkstein (Ft. Williams; F. W. Mar).
	Schelingen, Kaiserstuhl; in Kalkstein (Knop).
Knopit	*Alnö*; in Kalkstein (Högbom; P. J. Holmquist).
Pyrochlor	*Alnö*; in Kalkstein (Högbom; Holmquist).
Mikrolith (Tantalpyrochlor) . .	Fengebiet; in Kalkstein und in Ijolith-Melteigit-Gesteinen.

Ebenso wie diese verschiedenen Glieder der Perowskit-Pyrochlor-Gruppe (mit ihren Verbindungen von TiO_2, Nb_2O_5 und Ta_2O_5 mit CaO, Ce- und Y-Oxyden etc.) sind auch verschiedene *TiO_2-Verbindungen*, namentlich die

[1] L. c. S. 232—234.

[2] Für die Hauptmasse der Kalksteine des Alnögebietes nahm Högbom an, daß sie „wenigstens teilweise sich in einem echt magmatischen Zustand befunden haben." (L. c. S. 231).

Mineralien der Melanit-Ivarit-Schorlamitgruppe, ferner der Titanit u. s. w. in Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe wie auch in mit denselben verbundenen Kalksteinvorkommen ungewöhnlich verbreitet.

Über den Pyrochlor[1] von Alnö hat namentlich P. J. Holmquist wiederholt ausführliche Mitteilungen publiziert[2], ebenso auch über den Knopit[2] von Alnö. Von wesentlichem Interesse zum Vergleich zwischen dem Alnögebiete und dem Fengebiete ist es, daß in dem Pyrochlor und Knopit führenden Kalkstein von Långörsholmen, Alnö in der Mineralgesellschaft desselben auch *Manganophyll* auftritt; er kam außerdem auch in einem anderen Kalkstein auf der N.-Spitze der genannten Insel vor, hier als rosaarbige, feinschuppige Aggregate, »mit Biotit in der Art verwachsen, daß jedes Schüppchen aus einem Kern von grünlich braunem, optisch normalem Glimmer mit Umrandung von Manganophyll besteht«[3]. Genau in derselben Weise ist auch in den Söviten des Fengebietes Manganophyll und sehr hell grüner Biotit oft innig mit einander verwachsen. Die Analogie der beiden Gebiete ist somit auch in dieser Beziehung ganz vollständig.

Außer den eben erwähnten von Högbom als »kontaktmetamorphe Kalksteine« aufgefaßten Vorkommen von Långörsholmen hat er nun auch als »*Kalkgänge*« eine Gruppe von feinkörnigen bis dichten Kalksteingängen mit fluidaler oder schlieriger Struktur beschrieben, zu 80 bis 90 % aus Kalkspat bestehend, übrigens mit einigen Prozent in Salzsäure löslicher Silikate, samt mit etwa 3 bis 5 % eines unlöslichen Rückstandes (aus Pyroxennädelchen, kleinen Hexaëdern von Schwefelkies, Magnetitkörnchen, winzigen Oktaëdern von Pyrochlor und einem blauschwarzen, in Dünnschliffen mit ultramarinblauer Farbe durchsichtigen, doppelbrechenden Mineral[4] bestehend). Högbom faßt diese Gänge — die mit den übrigen Ganggesteinen (Nephelinsyeniten, Alnöiten) ungefähr gleichalterig sind — als »eine Gangfacies des massigen Kalksteins« auf.

Diese »Kalkgänge« Högboms sind auch von anderen Forschern, welche die merkwürdigen Vorkommnisse von Alnö untersucht haben, näher erwähnt. So schreibt z. B. O. Stutzer über dieselben (1907)[5]: »Die merkwürdigsten Gänge des Gebietes sind aber zweifellos dichte, graue Kalkgänge, die teilweise älter, teilweise jünger sind als die anderen Gänge. Ihre Mineratkombination entspricht ziemlich genau der Mineralkombination der

[1] Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. 15, S. 588 ff.

[2] Ib. B. 16, S. 73 ff. Siehe auch Holmquist's große Abhandlung über die Perowkit- und Pyrochlormineralien. Bull. of the geol. inst. of the univ. of Upsala. Vol. III, S. 181—268.

[3] Högbom l. c. S. 247.

[4] Sollte dies Mineral in Analogie mit einigen Vorkommen eines derartigen blauen Minerals im Fengebiet (siehe oben S. 131) vielleicht blauer Anatas gewesen sein?

[5] Dr. O. Stutzer: „Eruptive Kalksteine". Naturwissensch. Wochenschrift, 1907, S. 393.

entsprechenden reinen Kalkausscheidungen im Nephelinsyenit; wie auch ihre Entstehung eine diesen ähnliche gewesen sein muß. Beide Kalkmassen, Calcitschlieren und Calcitgänge sind wohl aus Schmelzfluß auskrystallisiert«. Rachel Workman, die während des Geologenkongresses 1910 unter Högboms Führung Alnö besuchte, schreibt[1] über diese Gänge: »Fine grained *limestone* dykes of almost pure carbonate with a small proportion of silicates are found in many parts, in the nepheline-syenite as well as in the coarsely crystalline limestone. The both cross other dykes and are crossed by them. They have all the appearance of true igneous intrusions.«

Diese »Kalkgänge« von Alnö sind als aus einem Calcitmagma erstarrte Eruptivgänge in ihrer Bildung vollkommen analog mit den oben beschrienen Sövitgängen des Fengebietes und bestätigen somit noch weiter die außerordentlich nahen Beziehungen dieses Gebietes mit dem Alnögebiete. Högbom hat ferner (l. c. S. 121) auch mit den »Kalkgängen« von Alnö entsprechende »schmale Kalkgänge« des *Kaiserstuhlgebietes* zusammenstellt.

Unter den von den Herrn Geheimrat Beyschlag und Professor Fnckh erhaltenen Gesteinsproben aus den Nephelinitvulkanen des afrikanischen Grabens befand sich auch ein ganz kleines Stück eines schmutzig gelben, feinkörnigen *Kalksteins* aus dem SO-Fuß von *Kerimasi*, als »wahrscheinlich Auswürfling« etikettiert. Wie oben (S. 41—42) angeführt, zeigte ein von *Eyme* analysierter Auswürfling von *Melteigit* aus Kerimasi eine nahe Übereinstimmung mit Melteigiten des Fengebietes. Es war deshalb von wesentlichem Interesse, daß der genannte Auswürfling von »Kalkstein« ebendaselbst eine große Ähnlichkeit mit feinkörnigen *Söviten* des Fengebietes zeigte. Ein kleiner Dünnschliff der Probe desselben zeigte einen hohen Gehalt an *Apatit* in kleinen oft zerbrochenen Prismen, zum Teil in größerer Anzahl lokal angehäuft, außerdem einige Körnchen von Magnetit in einer Masse von feinkörnigem Kalkspat.

Es ist dies Vorkommen um so mehr von Interesse, weil eine andere »Kalksteinprobe«, aus »*Mossonik*, am Fuß des zweiten Steilrandes, Gebiet von *Magad*« die Zusammensetzung eines feinkörnigen »*Ägirinringites*« zeigte. In den feinkörnigen, zum Teil sphärolitisch ausgebildeten Kalkspat desselben liegen kleine, grüne Prismen ({110} mit {100}) von *Ägirin* nicht sehr reichlich, ferner kurze Nadeln von *Apatit*, einige wenige Schuppen von *Biotit*, samt einige etwas größere Körner von *Magnetit* (z. T. mit Einschlüssen von Ägirinprismen); endlich ganz sparsam winzige Kryställchen (Oktaëder?) eines stark lichtbrechenden, isotropen, kräftig tiefgelben Minerals, wahrscheinlich der Pyrochlorgruppe (Mikrolith oder Pyrrhit?).

[1] R. Workman: „Calcite as a primary constituent of Igneous Rocks". Geol. Mag. Dec. V. Vol. VIII (1911), S. 193—201.

2. Rauhaugite.

Im Profil längs der Landstraße südlich von Ringsevja findet sich, wie schon oben (S 235) erwähnt, ein Komplex von etwa 5 nahe beisammen auftretenden, stark verzweigten Gängen eines feinkörnigen, gelbweißen Karbonatgesteins in Fenit. Die gesamte Mächtigkeit dieser Gänge ist ungefähr 4.5 bis 5 Meter. Ihr Auftreten geht aus der leider allzu rasch im Notizbuch eingereißten Skizze (es war beabsichtigt das Profil später zu fotografieren) einigermaßen hervor:

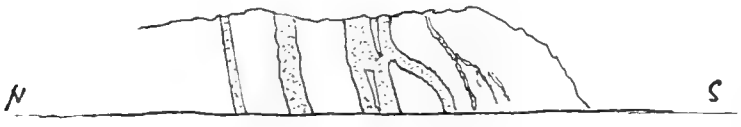


Fig. 27.
Rohe Skizze der weißen Gänge von Dolomit (Rauhaugit) an der Landstraße SSO von Ringsevja.

Das Gestein dieser Gänge ist sehr gleichmäßig und vollkommen massig körnig mit Korngröße etwa 0.25 bis 0.5 Mm. Es besteht ausschließlich aus *Karbonaten* und *Apatit*, welcher ganz reichlich in Aggregaten von kleinen, dicht beisammen angehäuften Prismen auftritt, die häufig deutlich abgerundete, resorbierte Ecken zeigen. Außerdem sieht man makroskopisch Spuren von *Eisenkies*. U. d. M. findet man als sekundäre Absätze auf feinen Spalten sehr sparsam Spuren von Feldspäten und Baryt. Von dem an den Sövitgängen so häufigen Manganophyll fand sich keine Spur, auch nicht von Mikrolith. Die auch an frischen Bruchflächen entschieden *gelbliche* Farbe des Gesteins schien einen nicht ganz unbeträchtlichen Gehalt von Fe-Karbonat anzudeuten.

Eine Analyse dieses Gesteins wurde von L. Thomassen mit folgendem Resultat ausgeführt:

SiO_2	0.89	0.0150	
Al_2O_3	0.76	0.0074	
Fe_2O_3	0.06	0.0004	
FeO	3.51	0.0487	0.4801
MnO	0.67	0.0094	
MgO	16.88	0.4220	
CaO	31.49	0.5624	
BaO	0.03	0.0002	

Na_2O	0.05	0.0008
K_2O	0.11	0.0002
H_2O	Spur	—
P_2O_5	2.83	0.0200
CO_2	42.88	0.9743
Cl	0 07	0.0020
F	0.08	0.0042
S	0.07	0.0020
	100.38	

Bei der Berechnung der Alkalien auf Orthoklas und Albit ergibt sich, daß die gefundene Menge von Al_2O_3 im Verhältnis zu den für Alkalien und SiO_2 gefundenen Zahlen entschieden zu hoch ist, indem ein Rest von 0.51 Al_2O_3 übrig bleibt. Dieser Rest kann nicht als Al_2O_3 in anderen beobachteten Mineralien des Gesteins stecken und muß deshalb unzweifelhaft als P_2O_5 der für diese gefundenen Menge hinzufügt werden, so daß mit etwa 3.34 (anstatt 2.83 %) P_2O_5 gerechnet werden muß. Unter dieser Voraussetzung läßt sich die Analyse in folgender Weise berechnen:

$CaCO_3$ 48.40 $MgCO_3$ 35.45 $FeCO_3$ 5.65 $MnCO_3$ 1.08	90.58	90.58
Apatit		7.93
Eisenkies		0.13
Orthoklas 0.68 Albit 0.66		1.34
Baryt		0.05
		100.03

Rest in der Analyse:

CO_2 0.46 O für F und S 0.14	+ 0.60
	100.63

Zu wenig in der Analyse:

Na_2O 0.03 F 0.18 Fe_2O_3 0.02 SO_3 0.02	— 0.25
	100.38

Die Karbonate repräsentieren zusammen ziemlich nahe eine normale Dolomitzusammensetzung (mit ein wenig $FeCO_3$ und $MnCO_3$), nämlich 89.24 % $Ca \cdot (Mg, Fe, Mn) \cdot [CO_3]_2$. Das Gestein ist somit in der Hauptsache ein an Apatit reicher *Dolomit*.

In geologischer Beziehung kann es aber nicht mit ordinären sedimentären (oder aus Sedimentgesteinen durch Dolomitisierung entstandenen) Dolomiten zusammengestellt werden, indem die betreffenden Gänge desselben ganz unzweifelhaft als Eruptivgänge aufgefaßt werden müssen.

Das charakteristische Gestein derselben ist unzweideutig ganz wie der Sövit ein Erstarrungsgestein mit vollkommen gleichmäßig massiger Struktur, ohne Spur einer parallelen Anordnung, wie es ein sukzessiver Absatz einer Spaltenfüllung aus wässeriger Lösung von den Gangwänden aus nach innen es zeigen müßte. Die Gangspalten dieses Gesteins müssen auf einmal mit einem einheitlichen Karbonatmagma gefüllt und aus dieser Füllung erstarrt sein.

Da das Gestein dieser Gänge durch seine chemische Zusammensetzung wie durch seine Mineralienzusammensetzung auch von denjenigen der oben beschriebenen Sövite distinkt verschieden ist, scheint es mir durch eine eigene Bezeichnung unterschieden werden zu müssen und soll hiermit als »*Rauhaugit*« bezeichnet werden. *Gänge* von diesem Typus habe ich mit Sicherheit bis jetzt nur in dem oben beschriebenen Profil an der Landstraße südlich von Ringsevja beobachtet. Ein in petrographischer wie in chemischer Beziehung mit dem oben beschriebenen Ganggestein ziemlich nahe übereinstimmendes Gestein findet sich am Wege zwischen Oppigaren und Dalen, eben wo der Fußpfad zu steigen anfängt, etwa 220 M. südlich von Oppigaren. Eine unvollständige Analyse (von L. Thomassen) gab das folgende Resultat (zum Vergleich sind die entsprechenden Zahlen des Gesteins von der Landstraße SO von Ringsevja nebenbei angeführt):

	I S von Oppigaren	I SO von Ringsevja
FeO	3.31	3.51
MgO	17.86	16.88
CaO	30.73	31.49
P_2O_5	1.16	2.83
CO_2	43.56	42.88

Die Übereinstimmung beider Vorkommen ist, wie man sieht, eine auffallend nahe. Das Gestein S. von Oppigaren tritt in einem Karbonatfelsgebiet auf, das die Höhenstrecke zwischen Nigaren und dem nördlichen Fuß von Lövaskollen einnimmt. Die von dieser Strecke eingesammelten

Stufen zeigen in Dünnschliffen u. d. M. zum Teil eine unverkennbare Übereinstimmung mit den Gesteinen, die oben als Sövite bezeichnet wurden, mit reichlichem Apatit, mit kleinen Tafeln von Manganophyll und hellgrünem Biotit, ein wenig Eisenkies und Magnetit, selten auch mit kleinen Krystallen von Titanit und Spuren von Mikrolith, samt mit ganz vorherrschendem Kalkspat. Auf der anderen Seite finden sich hier auch Karbonatfelse, die mit den im ganzen Rauhauggebiete herrschenden Gesteinen vollkommen übereinstimmen (Rauhaugite), Gesteine, die namentlich am Westabhang der Vibeto-Höhe in »Rödberg« übergehen.

Ob das Gestein vom Wege 220 Meter S. von Oppigaren als ein *Ganggestein* in diesem verschiedenartigen Gebiet von Karbonatgesteinen durchsetzte, konnte leider nicht sicher festgestellt werden, und würde sich jedenfalls auch wohl nur durch eine sehr detaillierte, von einer größeren Anzahl chemischer Analysen gestützten Untersuchung des kleinen Gebietes feststellen lassen.

DAS CENTRALE KALKSTEINGEBIET DES FENGEBIETES.

Nach den älteren Darstellungen sollte der feste Felsengrund des Fengebietes aus »einem Kalkstein von mittlerer Reinheit« bestehen; die Länge dieses Kalksteingebietes wurde von J. H. L. Vogt zu »etwas mehr als 3 Km.«, die Breite desselben zu »ein Paar Kilometer« angegen (l. c. 1918, S. 76); diese Angaben sind wohl z. T. auf die völlig ungenügenden, früheren Karten zu beziehen. Tatsächlich ist die *mögliche* Länge des Kalksteingebietes (in der Richtung N—S) kaum 2 Km., und die Breite (in der Richtung W—O) nur wenig mehr als 1 Km. Und selbst innerhalb des derartig begrenzten Gebietes ist das Vorkommen von Kalkstein — der Decke der glacialen und postglacialen Sedimente wegen — hoch gerechnet nur auf etwa $^1/_6$ dieses Areals einigermaßen sicher festgestellt.

Innerhalb des Bezirkes der Fengruben ist — nach der Angabe von Herrn Stieger O. Teigen — »weißer Kalkstein« nicht östlich von dem Bolla-Tal angetroffen, und ist auch W. von diesem Tal in den Gruben selbst nur spärlich gefunden, indem das Nebengestein derselben ja »Rödberg« ist. Das Auftreten im Tage geht aus der Karte hervor. Wie man sieht, ist das größte, bloßgelegte Areal von »Kalkstein« in dem Hügel zwischen Rauhaug und dem südlichsten der Fen-Höfe vorhanden; ferner ist ziemlich viel »Kalkstein«, wie schon oben erwähnt, zwischen Vibeto und Lövåskollen entblößt. Weiter nördlich sieht man im Tage öfters »Kalkstein« in der Umgebung von Öigaren, an mehreren Stellen zwischen Rolighet und Torsberg und schließlich bei den Tufte-Höfen.

Wir wollen nun die verschiedenen Vorkommen des nach der früheren Annahme zusammenhängenden großen Centralgebietes von »Kalkstein« etwas näher besprechen.

1. Das nordwestliche Kalksteinvorkommen von Sövit.

Die *Westgrenze* des »Kalksteingebietes« muß ungefähr längs einer Linie von einem Punkt östlich von Juvet im S., längs dem W.-Abhang der Höhe, auf welcher die Vibeto-Höfe liegen, und ferner über die alte Sägemühle von Vibeto bis an den Fuß der großen, schroffen Steilwand

westlich von den Tufte-Höfen (östlich von der Landstraße und dem großen Bach) verlaufen. In dieser Steilwand sieht man schon von der Landstraße ab *gelblich weißen Marmor* anstehend in einer Länge von mehrere Hundert Meter, *unten* längs dem Bach mit einer großen Berghalde, *oben* die Steilwand selbst etwa 5 bis 10 Meter hoch entblößt.

Dünnschliffe des Gesteins von mehreren Stellen der Wand zeigen u. d. M. eine Zusammensetzung von *genau derselben Mineraliengesellschaft, die wir schon aus den großen Sövitgängen der Sövehalbinsel kennen:* reichlich *Apatit* in vollkommen an den Kanten gerundeten Prismen, mit elliptischen bis kreisrunden Durchschnitten, sparsam *Manganophyll* in dünnen, kleinen Tafeln, winzige Krystalle von *Mikrolith*, ein wenig *Magnetit* und *Eisenkies*, samt schließlich *Karbonate*, wenigstens 75 % des Gesteins ausmachend. —

Am Fuß der Wand findet sich überall, wo der Felsengrund überhaupt bloßgelegt ist, ein feinkörniger bis mittelkörniger, *schwarzer*, auch an Apatit reicher *Biotit-Calcitfels* (Umwandlungsprodukt von Melteigit) mit Schlieren von weißem, Biotit führenden Marmor (Sövit) wechselnd, so auch im Bett des großen Bachs östlich von der Landstraße gleich nördlich von der Brücke (ca. 400 Meter östlich von der Kirchenruine). — Dieser schwarze *Biotit-Calcitfels* ist auch anstehend am *N.-Ende* der Steilwand, etwa 350 Meter weiter nördlich, hier als herrschendes Gestein, ziemlich sicher das Ende der Verbreitung des Kalksteins in dieser Richtung angebend; der reichlich auftretende Biotit dieses Gesteins ist in Chlorit umgewandelt unter Ausscheidung von *Rutil* in ungewöhnlich großen, hübschen Zwillingen. Reste von typischen Muscovitpseudomorphosen nach Nephelin beweisen, daß das ursprüngliche Gestein der Ijolith-Melteigit-Reihe angehörig war. Ungefähr an der Mitte der Steilwand war ein schwarzer, umgewandelter Melteigit entblößt etwas höher hinauf östlich vom Bachbett; das schwarze Gestein zeigt hier u. d. M. erkennbare Pseudomorphosen sowohl nach *Pyroxen* (in Kalkspat, Biotit und Chlorit samt Magnetit umgewandelt) als nach *Nephelin* (grüne Flecken von isotropem Chlorit mit Schuppenaggregaten von Muscovit), außerdem reichlich *Apatit* und neugebildeten *Albit* in kleinen Tafeln, ebenfalls reichlich, im *Kalkspat*. — Nahe am *südlichen* Ende der Steilwand findet sich hoch oben in dem gelblich weißen Sövit ein scharf abgegrenzter, schwarzer Flecken, etwa 0.3 × 0.8 Meter groß, ebenfalls bestehend aus einem an Apatit reichen Biotit-Calcitfels, aus Melteigit durch totale Umwandlung hervorgegangen (Apatit in resorbierten, bis 2 Mm. großen Krystallen wenigstens 6—8 %, kleine Tafeln von *Biotit* ca. 50—55 %, Kies und Magnetit ca. 2 %, Kalkspat ca. 35 %); ob hier ein Einschluß, eine Schliere oder eine Injektion vorliegt, ließ sich nicht entscheiden.

Der »Kalkstein« der oben beschriebenen Steilwand setzt nun in *südlicher* Richtung fort bis an den Weg, der hier von der Landstraße nach Tufte führt (auch hier mit schwarzen Einschlüssen oder vielleicht Schlieren von Biotit-Calcitfels) und (nach V. M. GOLDSCHMIDT) ebenfalls von dem *Nordende* aus in einer Umbiegung gegen SO längs der SW-Seite des *nördlichen* Weges von der großen Landstraße nach Söve. Da ein genau entsprechender Kalkstein auch an mehreren Stellen bei den Tufte-Höfen auftrit, kann das Kalksteinvorkommen der Steilwand längs dem Bach nicht als ein großer, N—S-licher Gang aufgefaßt werden, sondern muß die Grenzzone eines größeren »Kalksteingebietes« repräsentieren.

Um die Übereinstimmung des »Kalksteins« dieses Gebietes mit den Sövitgängen auch durch eine *chemische* Untersuchung sicher festzustellen wurde (von L. THOMASSEN) eine unvollständige Analyse einer Probe desselben aus der Steilwand W. von Tufte ausgeführt (VII). Zum Vergleich ist das Mittel der entsprechenden Bestimmungen in den oben angeführten 6 Analysen von gangförmigen Söviten nebenbei angeführt.

	VII	Mittel von I bis VI
FeO	1.14	1.65
MgO	3.02	3.19
CaO	45.19	47.63
P_2O_5	3.04	3.22
Glühverlust ($CO_2 + H_2O$)	34.47	37.18

Die unvollständige Analyse VII zeigt, wie man sieht, eine recht nahe Übereinstimmung mit dem Mittel der Analysen der gangförmigen Sövite; die Zusammensetzung des Gesteins läßt sich nicht vollständig berechnen, der Gehalt an Apatit (7.19 %) und $CaCO_3$ (73.56 %) stimmt aber mit denjenigen der Gangsövite gut überein, und der Dolomitgehalt muß auch im Gestein der Steilwand von Tufte ziemlich niedrig sein.

Das Kalksteingebiet in der Gegend der Tufte-Höfe und die oben beschriebenen Sövitgänge stimmen deshalb in petrographischer wie in chemischer Beziehung so genau überein, daß sie unzweifelhaft auch *genetisch* zusammengehören müssen. Für die Sövitgänge wurde oben angenommen, daß sie ganz einheitliche Füllungen der Gangspalten, die sie ausfüllen, repräsentieren, und hier erstarrt sind, daß sie mit anderen Worten *eruptive Karbonatgesteine* sind, den eruptiven Silikatgesteinen völlig analog gebildet. Aus der Übereinstimmung dieser Ganggesteine mit den in größerer Masse auftretenden Gesteinen des eben besprochenen Kalksteingebietes folgt dann, *daß auch die hier auftretenden Sövite als Erstarrungsgesteine aufgefaßt werden müssen, und daß die Sövitgänge aller*

Wahrscheinlichkeit nach eben aus einem in größerer Tiefe vorhandenen Sövitmagma, mit welchem auch das jetzt im Tage sichtbare Sövitgebiet zusammenhangend war, aufgepreßt sind.

Eine Erklärung der Bildung dieses »Sövitmagmas« soll weiter unten im letzten Teil dieser Arbeit versucht werden.

Das *Alter* der Söviteruptionen ergibt sich aus den folgenden Beobachtungen: in den Profilen längs der Landstraße zwischen Ringsevja und dem Wege nach Tufte, ebenso wie im Bachbett W. von Tufte und an mehreren Stellen des Uferprofiles zwischen der Sövebucht und Torsnesodden wechseln Schlieren von Sövit mit solchen von Biotit-Calcitfelsen, das heißt mit Gesteinen, welche der Reihe der Ijolith-Melteigit-Eruption angehörig sind. Auch das Vorkommen von Hollaiten und Kåseniten zusammen mit Sövit bei Kåsene etc. zeigt, daß Sövitmagma wahrscheinlich gleichzeitig mit der Eruption der Ijolith-Melteigit-Gesteine aufgepreßt wurde.

Auch *nach* der Eruption dieser Gesteine ist indessen Sövitmagma aufgepreßt, denn Gänge von Sövit durchsetzen sowohl die Vibetoite als auch die Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe. Sie setzen auch auf durch fenitisierten Grundgebirgsgranit sowohl auf der Sövehalbinsel als längs der Westgrenze und der Südgrenze des Fengebietes, und da der Fenitisierungsprozeß auf Einwirkungen der Ijolith-Melteigit-Magmen auf den Granit zu beziehen ist, beweist auch dies Vorkommen, daß *die Söviteruptionen zum Teil noch jünger als die Eruption der Ijolith-Melteigit-Gesteine sind.* Ob einzelne der Sövitgänge auch noch jünger als die *pulaskitischen Fenite* sind, kann gegenwärtig nicht sicher entschieden werden. Da indessen die Ringite als Mischgesteine von Fenitmagma mit Sövitmagma aufgefaßt werden müssen, ist es überaus wahrscheinlich, daß sie teilweise auch noch jedenfalls gleichzeitig mit der Eruption der pulaskitischen Fenite aufgepreßt sind. Dagegen sind sie sicher *älter als die Eruption der Damkjernite*; im Damkjernit NO von dem mittleren der Hâtvet-Höfe finden sich faustgroße, gerundete Einschlüsse von typischem, apatitreichem Sövit, und größere Damkjernitdurchbrüche sind an mehreren Stellen (Lövåskollen, Nigarskåsa) in Sövit aufgepreßt.

2. Das Kalksteingebiet von Rauhaug und der Umgebung der Fen-Höfe. Rauhaugit.

Die Ausdehnung des Kalksteingebietes von Rauhaug geht aus der Karte hervor. Das Gestein dieses Gebietes ist ein feinkörniger bis dichter, schmutzig gelbweißer »Kalkstein«, öfters von unregelmäßigen, rostgefärbten Adern durchzogen. Die Untersuchung der Dünnschliffe von Proben aus

nahezu zwanzig verschiedenen Stellen des Rauhauggebietes zeigte, daß auch die Zusammensetzung des Gesteins durchgehends beträchtlich verschieden ist von derjenigen der Sövite. Schon die *Korngröße* der Karbonatkörner ist abweichend, nämlich erstens *bei weitem mehr ungleichmäßig*, zweitens meistens viel kleiner, im Mittel nur 0.01 bis 0.05 Mm., gegen etwa 0.5 bis 1, ja nicht selten bis 3 Mm. bei den Söviten. Ferner zeigt die Mineralienzusammensetzung der »Kalksteine« des Rauhaugtypus, abgesehen von den Karbonaten, eine recht bedeutend abweichende Mineraliengesellschaft. Bei den Söviten ist *Apatit* ein nie fehlender Bestandteil und ist in der Regel sehr reichlich vorhanden, so daß Gehalte von 6 bis 8 % recht allgemein, und viel höhere Prozentzahlen auch nicht allzu selten sind; im Gestein des Rauhaugtypus kann man in den Dünnschliffen aus dem centralen Teil seines Gebietes häufig keinen Apatit nachweisen, und auch in den Proben aus dem peripherischen Teil desselben dürfte der Gehalt an Apatit wohl nicht häufig mehr als 3 bis 4 % erreichen. Im Sövit ist ferner *Mikrolith*, wenn auch in der Regel nur in ganz geringer Menge, doch recht allgemein verbreitet und nur in wenigen Vorkommen nicht nachgewiesen; im normalen Rauhaugtypus wurde er in Dünnschliffen niemals beobachtet. Dasselbe gilt dem Vorkommen von *Manganophyll*, im Sövit sparsam aber recht allgemein verbreitet, im Rauhaugtypus nie nachgewiesen.

Die »Kalksteine« des Rauhaugtypus zeigen recht häufig einen geringen Gehalt von in der Regel *dunklem*, braunem *Biotit* in kleinen Schuppen, noch häufiger wohl von *Chlorit*, wahrscheinlich durch Zersetzung des Biotits gebildet. Zwischen den Karbonatkörnchen finden sich ferner z. T. kleine Nester oder isolierte Körnchen von *Quarz*, wie öfters auch von *Albit* (seltener auch von Orthoklas), in ganz ungleichmäßiger Verbreitung, und häufig als deutliche Spaltenfüllung auf winzigen Adern, somit sicher als *sekundäre* Absetzungen. Noch häufiger findet sich in derselben Weise als kleine Nester oder Adern ein ausgezeichnet nach auf einander senkrechten Richtungen spaltbares Mineral mit grauen Interferenzfarben in Dünnschliffen gewöhnlicher Dicke; die chemische Analyse des Gesteins zeigte, daß dies Mineral *Baryt* ist. Viel seltener fand sich in einigen Proben des Gesteins auch violblauer oder farbloser *Flußspat* an Adern und als Imprägnation. Von Erzmineralien ist *Eisenglanz* samt stellenweise auch *Magnetit* nachgewiesen; flockige sekundäre Ausbildungen von *Eisenoxydhydraten* und auch wohl von *Manganoxydhydraten* treten auch makroskopisch als strichförmige, kreuz und quer einander durchsetzende Spaltenimprägnationen auf. *Eisenkies* bisweilen reichlich, bisweilen gänzlich fehlend. Im Chlorit bisweilen als sekundäre Ausscheidung *Rutil* in hübschen, winzigen Krystallen. *Epidot*

spärlich, nur in wenigen Dünnschliffen nachgewiesen. *Brucit* (wahrscheinlich Manganbrucit) wurde von V. M. Goldschmidt in einem Dünnschliff bestimmt.

Das Gesamtbild der Mineralienzusammensetzung einerseits der Sövite mit ihrem Marmorhabitus, andererseits der schmutzig gelblichen, meistens *dichten* Karbonatfelse des Rauhaugtypus, ist somit recht verschieden.

Karbonatfelse von dem Rauhaugtypus — sie sollen hiermit (zusammen mit den oben beschriebenen dolomitreichen Ganggesteinen) als *Rauhaugite*

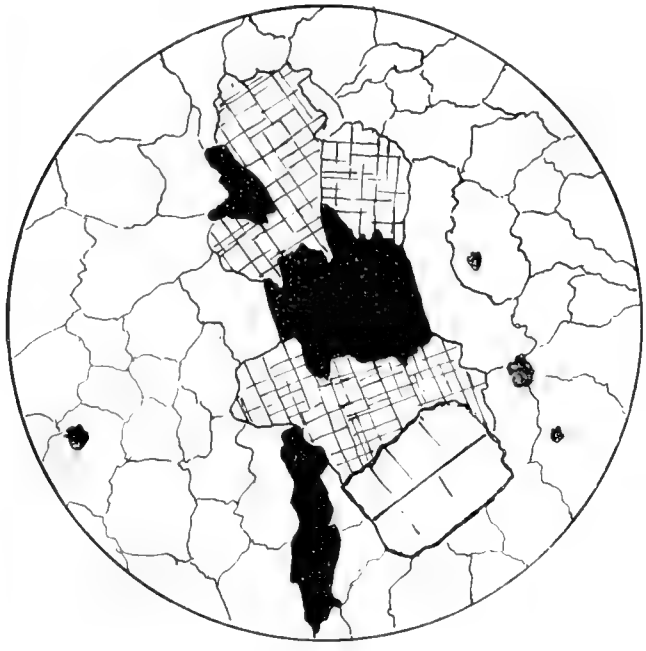


Fig. 28.
Karbonatfels (Rauhaugit), Ö. Rauhaug. Vergr. $^{80}/_{1}$.
Schwarz = Magnetit. In der Mitte Baryt. Unten rechts ein Zwilling von Albit.

bezeichnet werden — finden sich nun auch im ganzen östlichen Teil des Fengebietes verbreitet: am alten Bethaus (»Bedehus«) an den nördlichsten Fen-Höfen, bei Öigaren, bei Rolighet etc. im NO-lichsten Teil des Fengebietes; ebenso zeigten alle mir zugänglichen Proben von weißem »Kalkstein« aus den Fengruben (z. B. auch aus der 4. Tiefen-Etage derselben) die Beschaffenheit und chemische Zusammensetzung der Rauhaugite, auch mit Nestern und Adern von Baryt etc. Ferner aus verschiedenen Stellen auf und am Fuß von Nigarskåsa, und weiter westlich auf der Höhe der Vibeto-Höfe. Die Rauhaugite scheinen hier das herrschende Gestein zu sein, müssen aber hier mit Sövit zusammen auftreten, da einige Dünnschliffe von Karbonatgesteinen aus der Strecke zwischen Vibeto und Lövås-

kollen samt Juvet wie oben erwähnt, die charakteristische petrographische Beschaffenheit der Sövite zeigen. Es ist möglich, daß diese Vorkommen von Söviten Gangvorkommen sind.

Um die *chemische* Zusammensetzung der Karbonatfelse vom Rauhaugtypus festzustellen, wurden folgende Analysen ausgeführt: erstens von einer *Durchschnittsprobe*, aus 14 verschiedenen Stufen (10 aus verschiedenen Lokalitäten der Rauhaughöhen, 2 aus den Fengruben, 1 aus der Nähe des alten Bethauses von Fen, 1 aus der Nähe von Vibeto) zusammengesetzt (II); ferner aus einer einzelnen größeren Stufe aus der Nähe des südlichsten der Fen-Höfe (I). Zum Vergleich wurde auch das berechnete Mittel aus den oben (S. 243) angeführten Analysen der Sövite beigefügt.

	I. *Rauhaugit* Fen (Anal. von A. Rodland)		II. *Rauhaugit* Durchschnittsprobe (Anal. von L. Thomassen)		Mittel von Söviten
SiO_2	7.50	0.1242	2.22	0.0368	2.36
TiO_2	0.12	0.0015	0.15	0.0019	0.16
Al_2O_3	2.27	0.0223	2.01	0.0197	1.26
Fe_2O_3	0.85	0.0052	1.99	0.0124	2.58
FeO	9 14	0.1269	6.23	0.0865	2 04
MnO	1.24	0.0175	0.90	0.0127	0.27
MgO	10.59	0.2627	9.40	0.2350	2.66
CaO	27.86	0.4976	30.24	0.5401	47.87
BaO	0 00	—	5.47	0.0358	0.04
SrO	—	—	0.07	0.0007	—
Na_2O	0.19	0.0031	0.26	0.0042	0.025
K_2O	0.17	0.0018	0.31	0.0033	0.27
H_2O	(— 0.05)	—	(0.11)	—	(0.10)
	+ 0.37	0.0206	0 15	0.0083	0.13
P_2O_5	1.20	0.0085	1.00	0.0070	3.63
CO_2	37.84	0 8600	35.96	0.8173	35.58
F	0.10	0.0056	0.15	0.0079	0.30
Cl	—	—	—	—	0.025
SO_3	—	—	2.86	0.0357	0.02
S	0.89	0.0218	0.52	0.0162	0.35
Nb_2O_5 & Ta_2O_5	—	—	0.07	—	0.60
	100.38		100.07		100.27

Welche Karbonatmineralien im Gestein vorhanden sind, ließ sich bei der geringen Korngröße nicht sicher feststellen; wahrscheinlich ist wohl das $MgCO_3$, wie das $FeCO_3$ und das $MnCO_3$ wesentlich mit $CaCO_3$ in der Verbindung $Ca \cdot (Mg, Fe, Mn) \cdot [CO_3]_2$ als dolomitischer *Braunspat* vorhanden. Als reiner Kalkspat wäre dann nur ein geringer Teil (in I 8.66 %, in II 21.25 %) der gesamten Karbonatmenge vorhanden.

Die beiden Analysen I und II habe ich versuchsweise auf die folgenden Zusammensetzungen berechnet:

	I		II	
$CaCO_3$	46.88		51.48	
$MgCO_3$	20.24		17.47	
$FeCO_3$	14.35	83.48	9.60	79.98
$MnCO_3$	2.01		1.30	
$BaCO_3$	—		0.13	
Chlorit		3.19		2.40
Biotit		1.58		2.85
Albit		1.53 $Ab_{13}An_1$		1.21 $Ab_{10}An_1$
Eisenglanz			1.24	
Eisenkies	1.64	1.70	0.97	2.26
Rutil	0.06		0.05	
Baryt $(Ba, Sr)SO_4$				8.30
Flußspat				0.12
Manganbrucit				0.41
Quarz		5.18		—
Apatit		2.85		2.35
Mikrolith		—		0.10
		99.51		99.98
Rest: Al_2O_3	0.45		Al_2O_3	0.20	
CO_2	0.40		Na_2O	0.10	
O für S	0.32	+ 1.21	O für S	0.19	+ 0.53
O » F	0.04		O für F	0.04	
		100.72			100.51
Zu wenig in der Analyse:					
Fe_2O_3	0.32		SiO_2	0.22	
H_2O	0.02	— 0.34	H_2O	0.22	— 0.44
		100.38			100.07

Die Berechnung der Analysen genügt vollständig um einen wesentlichen Unterschied in der chemischen Zusammensetzung dieser Karbonatgesteine im Vergleich mit dem Sövittypus festzustellen. Zum Vergleich ist in der folgenden Tabelle der prozentische Gehalt der gesamten Karbonatmenge einerseits als freier Kalkspat, anderseits als $Ca \cdot (Mg,Fe,Mn) \cdot [CO_3]_2$ berechnet, für die meisten oben angeführten Analysen von Söviten und Rauhaugiten.

	Sövit IV	Sövit I	Sövit III	Sövit II	Sövit VI	Sövit V	Rauhaugit Durchschnittsanal.	Rauhaugit Einzelanal.	Rauhaugit Gang, Landstraße
$CaCO_3$	98.59	91.40	90.90	85.70	76.25	73.18	26.76	10.37	1.48
$Ca \cdot (Mg,Fe,Mn) \cdot [CO_3]_2$	1.41	8.60	9.10	14.30	23.75	26.82	73.24	89.63	98.52

Es geht aus diesem Vergleich hervor, daß in den oben als Sövite bezeichneten Gesteinen der Gehalt an Kalkspat ganz vorherrschend ist, während der Gehalt an Dolomit (Braunspat) höchstens etwa $^1/_4$ der gesamten Karbonatmenge ausmacht; das Verhältnis ist dagegen bei den hier als Rauhaugite zusammengefaßten Gesteinen gerade umgekehrt. Übergänge, welche die beiden Gesteinstypen verbinden könnten, sind im Fengebiet bis jetzt nicht nachgewiesen. Von beiden Typen kommen teils Gänge, teils größere Massen vor. Das Hauptgestein des centralen Karbonatfelsgebietes ist der Rauhaugit, welcher abgesehen von einem Randgebiet im NW-lichen Teil (und vielleicht im westlichen Teil) desselben wahrscheinlich das ganze früher als »*Fenkalkstein*« bezeichnete Areal einnimmt.

Der Unterschied sowohl in der Mineralienzusammensetzung als auch in der chemischen Zusammensetzung einerseits der Sövite, anderseits der Karbonatgesteine des Rauhaugtypus (Rauhaugite) scheint somit *zwei deutlich verschiedene Typen von Karbonatgesteinen des Fengebietes* zu markieren, die, soviel bis jetzt bekannt, auch nicht durch Übergänge verbunden sind.

Nach der älteren, u. a. von Professor J. H. L. Vogt behaupteten Auffassung wurde das centrale Kalksteingebiet im Fengebiete, wie oben erwähnt, ohne Unterscheiden verschiedener Typen desselben, als *eine einheitliche Bildung* angenommen, und zwar als *eine große, eingesunkene Scholle von silurischem Kalkstein gedeutet*. Dieser Kalkstein wäre ferner »vollständig umgewandelt«, und zwar »nicht durch eine Kontaktmetamorphose«, sondern durch eine »Metasomatose«, durch »eingreifende, namentlich chemische Umsetzungen«.

Wie oben nachgewiesen, kann das centrale Kalksteingebiet kaum als eine einheitliche Bildung aufgefaßt werden. Der Nachweis, daß eben die praktisch ausgenützten »Kalksteine« großen *Gängen* gehören, und daß ihr Gestein mit demjenigen des NW-lichen Teiles des centralen Kalksteingebietes übereinstimmt, schließt jedenfalls für *diesen* Teil desselben die Möglichkeit aus, daß er als einer metasomatisch umgewandelten eingesunkenen Silurscholle angehörig aufgefaßt werden kann.

Es fragt sich dann, ob der *größere, östliche* Teil des centralen Kalksteingebietes, der Karbonatfels des Rauhaugtypus, als eine eingesunkene, umgewandelte Silurscholle aufgefaßt werden kann?

Wir kennen ja unsere ordovicischen und silurischen Kalksteine des Kristianiagebietes jetzt ganz genau. Nur etwa 13 Kilometer entfernt ist die ordovicisch-silurische Schichtenfolge im Gjerpental nördlich von Skien ausgezeichnet aufgeschlossen, und eine eingesunkene ordovicische oder silurische Scholle müßte dann ganz unzweifelhaft selbst in stark umgewandeltem Zustande wenigstens *Spuren* oder Andeutungen einer Zusammensetzung (und eines Schichtenbaues) zeigen, welche denjenigen der ordovicischen oder silurischen Kalksteine des Gjerpentales ähnlich sein müßten.

Das ist nun aber gar nicht der Fall. Es muß hier erstens erinnert werden, daß unsere sedimentären ordovicisch-silurischen Kalksteine, — abgesehen von ganz vereinzelten, wenig mächtigen, reineren Kalksteinbänken im Encrinitkalk und in den oberen silurischen Etagen, — sämtlich als *unreine Knollenkalke* ausgebildet sind, die mit dünnen Schichten aus Mergelschiefer oder Tonschiefer unaufhörlich wechseln. Der Kalkstein des Rauhaugtypus zeigt aber gar keine Ähnlichkeit mit diesen unseren geschichteten Kalksteinen; Spuren von deutlich erhaltener Schichtung mit abwechselnden Streifen von Kalkstein und Resten aus ursprünglichen Tonschiefern, Andeutungen von Strukturen, die an den Schichtenbau ursprünglicher, unreiner Knollenkalksteine einigermaßen erinnern könnten, finden sich überhaupt nicht im Fengebiet, auch nicht im Karbonatfels vom Rauhaugtypus. Falls der Rauhaugkalkstein eine umgewandelte, eingesunkene Scholle von Silurkalkstein wäre, müßte deshalb jede Spur einer ursprünglichen Schichtung durch eine stattgefundene Metasomatose *vollkommen vernichtet* gewesen sein; der Rauhaugkalkstein ist nämlich durchgehends vollkommen massig, trotz kleiner Verschiedenheiten der Mikrostruktur (mit wechselnder Größe des immer feinen Korns), durch größere Mächtigkeit sehr gleichmäßig. Wenn man erinnert, wie außerordentlich dauerhaft »*die Spuren der Stratifikation*« selbst bei äußerst durchgreifenden Umwandlungen allerlei Art, in der Kontaktmetamorphose wie in der Regionalmetamorphose, erhalten wer-

den[1], würde es außerordentlich auffallend und sehr unwahrscheinlich sein, daß der durch bedeutende Mächtigkeit so gleichförmig massige Kalkstein des Rauhaugtypus keine Spur einer ursprünglichen Schichtung erhalten haben sollte, wenn er wirklich aus der Metasomatose einer eingesunkenen Silurscholle hervorgegangen wäre.

Namentlich wenn man ferner — wie schon in den 80-er Jahren von JUSTUS ROTH mit Recht hervorgehoben — erinnert, wie schwierig die Al_2O_3, selbst bei sehr durchgreifenden, metamorphen Umwandlungsprozessen, sich transportfähig erwiesen hat, scheint es geradezu undenkbar, daß der mächtige, an Al_2O_3 sehr arme »Fenkalkstein« eine eingesunkene, metasomatisch umgewandelte Scholle der immer an Tonschiefer reichen, südnorwegischen Silursedimentreihe sein kann.

Ich halte es demnach auch für den Karbonatfels vom Rauhaugtypus für ausgeschlossen, daß er mit Recht als eine eingesunkene metasomatisch umgewandelte Silurscholle aufgefaßt werden kann.

Wenn der Rauhaugkalkstein überhaupt als ein durch Metasomatose gebildetes Gestein aufgefaßt werden sollte, dann müßte er jedenfalls nicht aus einem sedimentären Gesteinskomplex, sondern aus einem *massigen Gestein* durch intensive Umwandlung hervorgegangen sein.

Obwohl eine derartige Annahme schon, bei der ersten Betrachtung, wohl rehr unwahrscheinlich vorfallen muß, schien es mir doch vorsichtig auch diese Möglichkeit nicht ohne weiteres abzuweisen, ohne dieselbe zuerst näher zu prüfen.

Bei der Kathe *Skålås* sind schwarze oder schmutzig grünliche, sehr durchgreifend umgewandelte, chloritische Gesteine anstehend, die sich u.d.M. meistens als Chlorit-Calcitfelse mit reichlichem Absatz von sekundären Eisenerzen erweisen. Es ist ganz unzweifelhaft, daß diese Gesteine zum wesentlichsten Teil stark umgewandelte, karbonatisierte und chloritisierte Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe repräsentieren (z. T. wohl lokal auch umgewandelte Damkjernite); ich verweise deswegen auf die oben mitgeteilte Beschreibung über die Bildung von Chlorit-Calcitfelsen durch sekundäre Zersetzung der Ijolith-Melteigitgesteine (S. 137 ff.).

Im Profil weiter nördlich, zwischen Skålås und dem südlichsten der Fen-Höfe, und noch weiter bis nach dem nächstsüdlichsten der Fen-Höfe (bei 115 auf der Karte) sind nun diese schmutzig grünschwarzen oder grauschwarzen Gesteine zum Teil innig gemengt mit gelblichweißen, von zahlreichen, kleinen rostigen Streifen und Adern gefüllten Karbonatfelsen,

[1] Siehe darüber schon die alte Abhandlung von Professor dr. TH. KJERULF: „Om Stratifikationens Spor". Kristiania 1877.

welche stellenweise vorherrschen. *Zwischen diesen gelbweißen Karbonatfelsen und den dunklen Chlorit-Calcitfelsen scheinen alle möglichen Übergänge vorhanden zu sein,* und diese Beobachtung im Felde wurde auch durch die Untersuchung von Dünnschliffen derselben u. d. M. bestätigt.

Hier sind nun zwei Deutungen möglich:

1) *Entweder sind hier zwei schon ursprünglich verschiedene Gesteine mit einander gemischt*; die schmutzig gelben Karbonatfelse wären dann *ursprüngliche, massige* Kalksteine gewesen, die mit den Melteigitgesteinen durch innige, in einander greifende Injektionen derselben, oder umgekehrt durch Injektionen von Karbonatmagma in Melteigit gemengt wären, mit nachfolgender sekundärer Umwandlung beider, wodurch *scheinbare* Übergänge derselben resultiert hätten.

2) *Oder die schwarzen Gesteine sowie die gelblichen Karbonatfelse wären beide als umgewandelte Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe aufzufassen, nur ungleich vorgeschrittene Stadien der Umwandlung repräsentierend.*

Die schmutzig gelblichen Karbonatfelse im Profil Skålås—Fen sind nun unzweifelhaft identisch mit dem Karbonatfels vom Rauhaugtypus, wie auch aus dem Vergleich der Analyse derselben mit der Durchschnittszusammensetzung der Karbonatfelse vom Rauhaugtypus hervorgeht.

Die oben unter I (S. 260) angeführte Analyse des Gesteins vom Profil Skålås—Fen bezieht sich auf eine Stufe vom Abhang unterhalb der südlichsten der Fen-Höfe. Die Deutung der Entstehung dieses Gesteins muß deshalb auch für die Auffassung der Bildung der Karbonatfelse vom Rauhaugtypus überhaupt gelten.

Ich war zuerst geneigt dazu das letztere der beiden Alternative als das wahrscheinlichste anzusehen und hatte deshalb auch versucht zu berechnen, wie viel aus einem Melteigit bei der Metasomatose desselben in einen Karbonatfels vom Rauhaugtypus von seinen chemischen Bestandteilen weggeführt, respektive zugeführt gewesen sein müßte.

Diese Berechnung gab aber das wenig wahrscheinliche Resultat, daß nicht weniger als ca. $^3/_5$ (58.76 %) der ganzen Gesteinsmasse weggeführt, und nur ca. $^1/_4$ (23.58 % CO_2) zugeführt gewesen sein müßte, um aus dem Melteigit einen Karbonatfels vom Rauhaugtypus zu liefern; diese Umsetzung würde somit einem Gewichtsverlust der ganzen Gesteinsmasse des eventuell umgewandelten Melteigits von etwa $^1/_3$ und jedenfalls auch einer sehr bedeutenden Volumverminderung entsprechen, die sehr unwahrscheinlich ist.

Andere Verhältnisse sind auch ganz entscheidend. Erstens würde es schwierig verständlich sein, wie derartige gewaltige Umsetzungen schließlich über das recht große vom Karbonatfels des Rauhaugtypus eingenommene Gebiet ein in der Hauptsache doch so *ziemlich gleichmäßig einartiges*

Endprodukt der Umwandlungen hätten liefern können. *Wenn der Karbonatfels vom Rauhaugtypus wirklich durch eine Metasomatose aus Ijolith-Melteigit-Gesteinen entstanden gewesen wäre, dann müßte es wohl auch unbedingt erwartet werden, daß innerhalb des Rauhauggebietes* (und des übrigen Teils des grofsen Rauhaugitgebietes) *hie und da weniger umgewandelte, sicher erkennbare Restpartien der ursprünglichen Gesteine erhalten gewesen wären,* somit eine viel mehr *ungleichartige* Beschaffenheit des Gesteins.

Gegen die Auffassung des Karbonatfelses vom Rauhaugtypus als ein Endprodukt der Umwandlung von Ijolith-Melteigitgesteinen spricht auch das folgende Grenzverhältnis aus der Westseite von Rauhaug. Zwischen dem niedrigen, westlichen Hügel und dem etwas höheren, südlichen Hügel von Rauhaug keilt sich in ONO-licher Richtung ein schmales Ackerland hinein. Eben an der Grenze desselben, am Südrand des westlichen Hügels findet sich ein schwarzer *Ijolith* (bestehend aus etwa 6 % Apatit, 5 % Titanit, wenigstens 40 % Muscovitpseudomorphosen nach Nephelin, 35 % eines ziemlich hell grünen Pyroxens, z. gr. T. noch frisch, nur wenig zersetzt, endlich 4 % Biotit, 5 % Eisenkies und Magnetit und 5 % primären Kalkspats). Zwischen diesem Ijolith und dem Karbonatfels vom Rauhaug findet sich nun eine Grenzzone des oben (S. 227) beschriebenen *Ijolith-Kåsenits* (mit etwa 70 % Karbonaten und zusammen nur ca. 30 % Nephelinpseudomorphosen, Pyroxenpseudomorphosen, Biotit und Apatit); die Mineralkörner desselben von Nephelin, Pyroxen und Apatit entsprechen vollständig denjenigen derselben Mineralien im Ijolith und liegen frei im Karbonatfels zerstreut. Dies Grenzgestein ist unzweifelhaft ein typisches *Mischgestein* von Karbonatfels und Ijolith; es kann nur gebildet sein *entweder* 1) durch Einschmelzen von (älterem) Karbonatfels durch Ijolithmagma, *oder* 2) durch Einschmelzen von (älterem) Ijolith durch später aufgedrungenes Karbonatmagma, *oder* endlich 3) durch Mischung von Karbonatmagma und Ijolithmagma. Durch welche dieser möglichen Bildungsweisen der Ijolith-Kåsenit tatsächlich gebildet ist, läfst sich nicht sicher entscheiden, da es nicht gelang das Altersverhältnis zwischen dem Ijolith und dem Karbonatfels festzustellen. Ganz abgesehen davon scheint es aber jedenfalls unzweifelhaft, dafs dies Grenzverhältnis nicht mit der Annahme vereinbar ist, dafs der Karbonatfels durch Metasomatose aus Ijolith-Melteigit-Gesteinen entstanden wäre; denn *die Masse des Karbonatfelses mufs als solche schon vorhanden gewesen sein, als sie mit dem Ijolith gemischt wurde.*

Entscheidend für die hier berührte Frage ist meiner Ansicht nach aber das sicher nachgewiesene Vorkommen der verschiedenen oben erwähnten *Ganggesteine* von Karbonatfelsen, teils von Söviten, teils von Rauhaugiten, mit welchen auch das Gestein des grofsen östlichen Karbonatfelsgebietes,

jedenfalls was seine *ursprüngliche* Bildung betrifft, aller Wahrscheinlichkeit nach analog und genetisch verwandt sein muß. Diese Ganggesteine lassen sich nämlich nach dem gesamten vorliegenden Beobachtungsmateriel nur als typisch *primäre, aus Karbonatmagmen erstarrte Gesteine* auffassen.

Die gangförmigen Sövite sind unzweifelhaft gangförmige Äquivalente der größeren Sövitmasse in der NW-lichen Randpartie des Karbonatfelsgebietes. Es läge dann nahe auch die gangförmigen Rauhaugite als gangförmige Äquivalente der großen Rauhaugitmasse anzusehen. So einfach läßt sich nun aber das gegenseitige Verhältnis der verschiedenen als Rauhaugite zusammengefaßten, teils gangförmigen, teils in einer großen Masse auftretenden Gesteine nicht auffassen. Erstens sind diese beiden Typen in chemischer Beziehung nicht unbeträchtlich verschieden (indem z. B. das Ganggestein verhältnismäßig viel mehr $MgCO_3$ und weniger $FeCO_3$ als das Gestein der großen Masse enthält); zweitens ist der gangförmige Rauhaugit ein *durchaus primäres*, nicht metamorphosiertes Erstarrungsgestein, während das Gestein der größeren Masse des östlichen Teils des Fengebietes jedenfalls deutliche Zeichen einer recht bedeutenden Metamorphose darbietet. Diese Metamorphose scheint jedoch nicht so durchgreifend, daß es berechtigt wäre das ursprüngliche Gestein eher für ein Silikatgestein (Melteigit) als für einen Karbonatfels anzusehen *in einer Gegend, wo in der unmittelbaren Nachbarschaft zahlreiche Gänge von Karbonatfelsen als unzweifelhaft primäre Erstarrungsgesteine auftreten.*

Obwohl verschiedene, sehr durchgreifende Umwandlungsprozesse der Ijolith-Melteigitgesteine, wie oben auseinandergesetzt (Bildung von Muscovit-Biotit-Calcitfelsen, Biotit-Calcitfelsen, Chlorit-Calcitfelsen, Chlorit Quarzfelsen, Fenitisierung des Grundgebirgsgranits etc.) unzweifelhaft ganz bedeutende Substanztransporte veranlaßt haben, scheint es mir somit nicht berechtigt, die Karbonatfelse vom Rauhaugtypus als Endprodunkte einer Metasomatose der Ijolith-Melteigitgesteine aufzufassen. Wie oben nachgewiesen, können sie auch nicht als umgewandelte Sedimentgesteine (Silurkalkgesteine) angesehen werden. Es scheint mir deshalb ausgeschlossen, dieselben im wesentlichen als durchaus metasomatisch umgewandelte Gesteine aufzufassen, sie sind aller Wahrscheinlichket nach *schon vom Anfang ab Karbonatfelse gewesen*, und wie die gangförmigen Karbonatfelse des Fengebietes *ursprünglich aus einem Karbonatmagma erstarrt.* Die Relationen der schwarzen, umgewandelten Melteigite und der gelblichen Rauhaugite östlich vom Rauhaug im Profil Skâlâs—Fen müssen demnach meiner Auffassung nach durch die erstere der beiden oben (S. 265) erwähnten Deutungen erklärt werden.

Obwohl ich somit die Rauhaugite nicht als derartig durchgreifend metasomatisch umgewandelte Gesteine, wie eine Ableitung derselben aus

Melteigiten oder aus Silurkalksteinen voraussetzen würde, auffassen kann, ist es dennoch sehr wahrscheinlich, daß sie nicht völlig ursprüngliche, ziemlich nahe unveränderte Erstarrungsgesteine darstellen. Dagegen spricht erstens die nicht unbeträchtliche Menge sicher sekundär abgesetzter Mineralien, die häufig deutlich als Füllung feiner Spaltennetze und als kleine Nester in denselben erscheinen (Quarz, Albit, Baryt, Flußspat, Epidot, Brucit, Rutil, Eisenglanz etc.); auch *die innigen Beziehungen zwischen Rauhaugit und »Rödberg« sind hier beweisend.*

Wie tief eingreifend diese Metamorphose das ursprüngliche Gestein geändert hat, läßt sich kaum entscheiden. *Wahrscheinlich ist dabei in erster Linie das gegenseitige Verhältnis der verschiedenen Karbonate geändert worden.* Es ist in dieser Verbindung erstens der Unterschied im Verhältnis des Rauhaugits selbst im Hauptgestein von demjenigen der gangförmigen Rauhaugite bemerkenswert, zweitens der Unterschied der Rauhaugite von den Söviten.

Der Typus der *Sövite* (ob gangförmig oder in größerer Masse auftretend) sowie der Typus der *gangförmigen* Rauhaugite müssen beide *vollkommen primäre Erstarrungsgesteinstypen* repräsentieren, der erstere ganz vorherrschend aus $CaCO_3$, der letztere aus $Ca \cdot (Mg, Fe, Mn) \cdot [CO_3]_2$ bestehend, mit verhältnismäßig ganz geringem Gehalt von $FeCO_3$ im Verhältnis zu demjenigen von $CaCO_3$. Das gegenseitige Verhältnis dieser beiden Typen muß völlig unentschieden gelassen werden, auch das gegenseitige Altersverhältnis derselben könnte nicht festgestellt werden. In der Gegend von Vibeto treten beide Typen auf, und hier dürfte es deshalb vielleicht durch eingehende Untersuchungen möglich werden, auch ihr gegenseitiges Altersverhältnis sicher festzustellen.

Der Typus der großen Karbonatfelsmasse, die den ganzen östlichen Teil des Fengebietes einnimmt, ist zum Unterschied von den beiden anderen Typen nicht ein vollkommen primäres Gestein, sondern, wie erwähnt, gewiß *z. T. sekundär umgewandelt.* In Betracht der innigen Beziehung des unten näher zu erwähnenden »Rödbergs« zu demselben liegt es nahe seinen Unterschied im Verhältnis *des $FeCO_3$-Gehaltes* zum Gehalt von $MgCO_3$ und $CaCO_3$ von demjenigen namentlich der Sövite *eben auf Zufuhr von $FeCO_3$ durch Thermallösungen* zu beziehen.

Die berechneten Prozentmengen von $FeCO_3$ (und $MnCO_3$), $MgCO_3$ und $CaCO_3$ in den oben angeführten Analysen von Söviten (S. 243 und 245) und massenförmigen Rauhaugiten (S. 260) sind die folgenden (siehe Tabelle S. 269).

Man könnte vielleicht annehmen, daß der Rauhaugit, welcher jetzt den ganzen östlichen Teil des Fengebietes einnimmt, ursprünglich ein Erstarrungs-

gestein von einer Zusammensetzung etwa mit derjenigen der Sövitanalysen No. VI oder V übereinstimmend, also wesentlich aus $CaCO_3$ bestehend, gewesen wäre, *und daß nachher das $CaCO_3$ desselben nach und nach durch zugeführte Thermallösungen teilweise mit $MgCO_3$ und später noch reichlicher mit $FeCO_3$* (aus der Zersetzung des Pyroxens etc. der Melteigite etc.) *ausgetauscht wurde*; daß bei dieser Metamorphose gleichzeitig auch andere Umsetzungen und Neubildungen durch die zugeführten Lösungen im Gestein stattgefunden haben müßten, wurde schon oben erwähnt. Die Gesteine der gangförmigen Sövite sind — wie die aus Sövit bestehende NW-liche Randpartie des Karbonatfelsgebietes — nicht in derartiger Weise metasomatisch umgewandelt und müßten deshalb eventuell später aus der Tiefe aufgepreßt sein.

	Sövit IV	Sövit I	Sövit III	Sövit II	Sövit VI	Sövit V	Rauhaugit II	Rauhaugit I	Rauhaugit Gang
$CaCO_3$	69.44	71.10	78.38	87.04	82.82	73.59	51.48	46.88	48.40
$MgCO_3$	0.17	2.82	2.71	5.40	8.75	9.16	17.47	20.24	35.45
$FeCO_3$	0.34	0.10	0.82	0.81	1.59	1.34	9.60	14.35	5.65
$MnCO_3$	—	—	—	—	—	—	1.30	2.01	1.08

Dasselbe müßte dann auch für den *gangförmigen* Rauhaugit gelten, der — ebenso wie die Sövite — *ein vollkommen unverändertes primäres Erstarrungsgestein* sein dürfte. Wenn die oben versuchte Hypothese von der Entstehung des Gesteins des großen östlichen Rauhaugitgebietes, vielleicht aus Sövit, zutreffend wäre, würde es eigentlich unberechtigt sein mit demselben auch die nicht metasomatisch umgewandelten, gangförmigen Rauhaugite unter einer gemeinsamen Bezeichnung zusammenzufassen. Die beiden Typen sind auch tatsächlich (z. B. was dem Verhältnis des Gehaltes von $FeCO_3$ zu demjenigen von $MgCO_3$ betrifft) ziemlich verschieden. Da es aber möglich ist, daß das metasomatische Gestein vom Rauhaugtypus *ursprünglich* näher mit dem Gestein der gangförmigen Rauhaugite als mit den Söviten verwandt gewesen ist, habe ich doch — auch um vielleicht unberechtigte neue Namen zu entgehen — vorläufig vorgezogen, die beiden Typen mit einem gemeinsamen Namen zu bezeichnen, da die Übereinstimmung des in größerer Masse auftretenden Rauhaugits mit dem gangförmigen Rauhaugit, *sowie diese Gesteine gegenwärtig zusammengesetzt sind*, jedenfalls näher scheint als mit den Söviten.

In der ganzen oben dargelegten Auseinandersetzung über die verschiedenen primären (und teilweise sekundären) Karbonatfelse (Sövite, Rauhaugite) sowie auch über die verschiedenen karbonatreichen Mischgesteine des Fengebietes (Hollaite, Kåsenite, Ringite etc.) wurden die ihre Entstehung berührenden Fragen nur in so fern diskutiert, als sie aus verschiedenen Gründen als aus Karbonatmagmen (oder karbonatreichen Mischmagmen) gebildete *Erstarrungsgesteine* gedeutet wurden. Wie *ihre Magmen selbst* zu erklären wären, wurde nicht näher berührt. Über diese Frage hat HÖGBOM für die Karbonatgesteine des Alnögebietes die Auffassung angedeutet, daß sie vielleicht als extreme Spaltungsprodukte aus dem kalk- und kohlensäurereichen Magma der Nephelingesteine selbst aufgefaßt werden dürften: »Die Möglichkeit ist wohl nicht ausgeschlossen, daß aus einem kieselsäurearmen und zugleich kohlensäurereichen Magma Kalkspat sich direkt bilden könne . . . . Die mit dem Nephelinsyenit auf Alnö so eng verbundenen . . . . . Kalksteine könnten nach einer solchen Anschauung vielleicht als Differentiationsprodukte . . . . gedeutet werden, also auf dieselbe Weise wie die übrigen extremen Spaltungsgesteine dieses Gebietes ausgeschieden sein.« (L. c. S. 110).

Für eine derartige Auffassung selbst der primären, reinen Karbonatfelse der Sövite und der (gangförmigen) Rauhaugite könnte vielleicht, abgesehen von ihrem Gehalt an SiO_2 und Al_2O_3, der Gehalt dieser Gesteine an $MgCO_3$ und an $(Fe,Mn)CO_3$ sprechen, indem auch die melanokraten Melteigite und die ultramelanokraten Melteigit-Jacupirangite und Vibetoite ja eben außer CaO auch viel Fe-Oxyde und MgO enthalten.

Wie weiter unten näher auseinandergesetzt werden soll, ist es aber meiner Ansicht nach wahrscheinlicher, daß die Karbonatfelse des Fengebietes *nicht* durch Differentiation aus einem CO_2-reichen Silikatmagma (einem mit $CaCO_3$ angereicherten Ijolith-Melteigitmagma) gebildet sind.

Auch wurde die Frage über *den Ursprung des Karbonatgehaltes der Magmen* sowohl der Karbonatfelse und der karbonatreichen Mischgesteine, als der Magmen der Ijolith-Melteigitgesteine selbst oben nicht näher berührt. Auch diese Frage soll weiter unten ausführlicher behandelt werden.

»Rødberg« und Eisenerze.

In der letzten Abhandlung von Professor J. H. L. VOGT über norwegische Eisenerzvorkommen bemerkt er über den sogenannten »Rödberg« des Fengebietes folgendes (l. c. 1918, S. 78):

»Innerhalb der Bezirke der Gruben — sowohl innerhalb des Gebietes der eigentlichen Fengruben als desjenigen von Rödhaug — fehlt der

gewöhnliche Kalkstein fast vollkommen, indem er durch den sogenannten »Rödberg« ersetzt ist, welcher als ein mit Roteisenerz am häufigsten in einer Quantität von ca. 20 Prct. bis zu 35 à 40 Prct. Fe_2O_3 gemischter Kalkstein bezeichnet werden kann.«

Ich habe eine Anzahl Dünnschliffe von derartigem »Rödberg« aus verschiedenen Vorkommen untersucht, aus den Fengruben, wie aus den Grubenbezirken von Rödhaug und von Vibeto; sie zeigen teilweise verschiedenartiges Verhalten. Eine Anzahl derselben scheint fast nur aus Karbonaten, mit feinem, rötlichen Staub von Roteisenerz durchtränkt, zu bestehen; die Korngröße der Kalkspatkörner wechselt dabei recht viel von sehr feinkörnig, bis öfters von $^1/_2$ bis mehr als 5 Mm. Der rote Erzstaub ist nicht nur *zwischen* den einzelnen Karbonatkörnern abgesetzt, sondern deutlich auch *innerhalb* derselben, auch wo keine Spuren von Spaltrissen sichtbar sind. Der Kalkstein muß deshalb während und nach der Zufuhr der Erzkörnchen jedenfalls teilweise auskrystallisiert oder umkrystallisiert sein. Das Erz ist übrigens auch im »Rödberg« nicht ausschließlich Roteisenerz, sondern untergeordnet auch Magnetit; auch Eisenkies fehlt nicht immer ganz, ist bisweilen sogar nicht ganz spärlich vorhanden.

Andere Proben zeigen einen bedeutend verschiedenen Charakter; so fand ich in einem Dünnschliff von sogenanntem Rödberg aus der Nähe von Stinta (am Südwestabhang von Rödhaug) *sehr* reichlich *Apatit* in gerundeten, stark resorbierten Körnern, wahrscheinlich 15 bis 20 %, ferner Spuren von *Mikrolith*, recht viele kleine Tafeln von grünem *Chlorit* (nach *Biotit*), und schließlich *Roteisenerz* und *Magnetit*, teils als fein verteilter Staub, teils auch in größeren Körnern im Kalkspat zerstreut. Diese Probe ist somit ein *erzführender Apatit-Chlorit-Calcitfels*, der sich von dem gewöhnlichen Apatit-Chlorit-Calcitfels nur durch die charakteristische Erzimprägnation unterscheidet.

In wieder anderen Proben finden sich Albittafeln, kleine Körnchen von Baryt, Absätze von Brucit etc.

Die »Rödberg«-Bildung ist somit wesentlich durch die sehr verbreitete *Imprägnation mit Eisenerz, namentlich Fe_2O_3, charakterisiert*, die Gesteine, welche damit imprägniert sind, waren aber nicht immer dieselben; teils waren sie in geringer Ausdehnung reine Kalksteine vom Typus der Sövite, *ganz vorherrschend aber Karbonatfelse vom eben beschriebenen Rauhaugtypus, Rauhaugite.*

Auch andere Gesteine als die oben erwähnten, wesentlich aus Karbonaten bestehenden Gesteine, sind bei den Gruben unter dem gemeinsamen Namen Rödberg zusammengefaßt. Die größte Verbreitung haben die als »Rödberg« zusammengefaßten Gesteine in dem Bezirke der eigentlichen

Fengruben, im NO-lichen Teil des Fengebietes, auf der Strecke zwischen dem Grundgebirge in Grubeåsen im O. und einer N—S-lichen Linie Nordsjö—Fen im W. Das herrschende Gestein dieses Gebietes ist wahrscheinlich ein tiefrotes bis rötlich schwarzgraues, feinkörniges bis dichtes Gestein, das wesentlich aus Karbonaten mit Erzimprägnation besteht, also ein typisches »Rödberg«-Gestein. Andere mitgebrachte Proben, aus verschiedenen Stellen in »Bolladalen« sowie aus dem Abhang von Grubeåsen, sind aber nicht rötlich, sondern *tief grünlich schwarz* gefärbt; diese zeigten sich u. d. M. wesentlich aus Chlorit und Quarz mit Magnetit, mit (oder fast ohne) Karbonaten zu bestehen und sind somit typische *Chlorit-Quarzfelse* (siehe oben S. 142 bis 144). Ob diese Gesteine, die an Ort und Stelle ebenfalls unter dem Sacknamen »Rödberg« zusammengefaßt wurden, nur eine untergeordnete Rolle spielen oder in größerer Verbreitung auftreten, und in so fern wie, dürfte erst nach einer eingehenden Specialuntersuchung mit Einsammlung zahlreicher Proben für Dünnschliffe entschieden werden können. Die von mir mitgebrachten Proben dieser Gesteine stammen meistens aus der südlichen und östlichen Grenzzone des Fengrubenbezirkes.

Professor J. H. L. Vogt hat (in seiner oben erwähnten Abhandlung von 1918, S. 89) die folgende Analyse von »Rödberg« aus dem Fengebiet veröffentlicht:

SiO_2	4.15
Al_2O_3	2.65
Fe_2O_3 (und FeO?)	31.90
MgO	5.40
CaO	28.65
P_2O_5	1.25
Rest (CO_2 + H_2O etc.)	26.00
	100.00

Da H_2O und CO_2 ebenso wie die Eisenoxyde nicht besonders bestimmt sind, und da für das analysierte Gestein seine qualitative Mineralienzusammensetzung nicht u. d. M. bestimmt war, kann die Analyse nicht genauer berechnet werden. Der Apatitgehalt müßte nach der Analyse 2.96 % ausmachen, außerdem sind wahrscheinlich einige Prozent Chlorit, Quarz etc. vorhanden gewesen; es müssen dann ferner außer dem Eisenerz Karbonate von CaO, MgO und wohl auch von FeO vorhanden gewesen sein, ganz wie wir auch für die oben beschriebenen Karbonatfelse vom Rauhaugtypus gefunden haben. Die von Vogt angeführte Analyse von »Rödberg« dürfte deshalb ziemlich sicher einem mit Roteisenerz stark angereicherten typischen *Rauhaugit* entsprochen haben.

Die Untersuchung einer größeren Anzahl von Dünnschliffen zeigte nun, daß auch zwischen den an imprägniertem Eisenerz armen »Karbonatfelsen« und eisenreicherem »Rödberg« alle möglichen Übergänge vorhanden sind. Auch Vogt hat ja schon erwähnt, daß »zwischen dem Kalkstein und dem »Rödberg« auf der einen, und zwischen dem »Rödberg« und dem eigentlichen Eisenerz auf der anderen Seite allmähliche Übergänge vorhanden sind«. Dies wird auch bestätigt durch die chemische Zusammensetzung der analysierten *Erze* selbst, wie es aus den von Vogt (l. c.) angeführten Analysen verschiedener Eisenerze hervorgeht; die von ihm angeführten 5 Analysen derselben, mit 46.9 % bis 54.51 % Fe (entsprechend 67 % bis ca. 77½ % Fe-Oxyde) enthalten nämlich alle auch SiO_2 (4.50 % bis 3.15 %), Al_2O_3 (3.00 % bis 1.74 %), P_2O_5 (0.82 % bis 1.26 %) samt Karbonate von CaO, MgO und auch wohl von FeO. Nur eine der von Vogt publizierten Analysen des Eisenerzes der Fengruben ist doch einigermaßen vollständig (Alkalien scheinen doch nicht bestimmt?); diese Analyse, mit den oben angeführten Analysen von Rauhaugit und »Rödberg« in der folgenden Tabelle zusammengestellt, erläutert in ganz instruktiver Weise die nahen chemischen Beziehungen derselben:

	Rauhaugit (A. Rodland)	*Rödberg* (nach Vogt)	*Eisenerz* (nach Vogt)
SiO_2	7.50	4.15	5.10
TiO_2	0.12	—	—
Al_2O_3	2.27	2.65	2.20
Fe_2O_3	0.85	31.90	71.01
FeO	9.14	—	2.67
MnO	1.24	—	1.49
MgO	10.59	5.40	1.41
CaO	27.86	28.65	6.44
Na_2O	0.19	—	—
K_2O	0.17	—	—
H_2O	— (0.05)	—	—
	+ 0.37	—	2.78
CO_2	37.84	26.00 (Rest)	5.02
P_2O_5	1.20	1.25	0.83
F	0.10	—	—
S	0.89	—	FeS_2 0.53
	100.38	100.00	99.48

Die Analysen zeigen, daß der Gehalt an SiO_2 und Al_2O_3 (ebenso wie der Gehalt an P_2O_5) in denselben nur wenig verschieden ist; das auftretende Silikat ist wahrscheinlich in allen drei wesentlich Chlorit gewesen. Da Dünnschliffe der Gesteine der beiden Analysen von »Rödberg« und »Eisenerz« nicht untersucht waren, lassen sich diese Analysen nicht genauer berechnen.

Dünnschliffe verschiedener Proben der *Fenerze* zeigen außer den vorherrschenden Eisenerzen (Roteisenerz, Magnetit, (Fe, Mn)-Oxydhydraten): *Karbonate*, ein wenig *Chlorit*, *Apatit*. Spuren von *Pyrit*, bisweilen mehr oder weniger *Quarz*, und in einem Dünnschliff *Brucit* (wahrscheinlich Manganbrucit). In ein Paar Dünnschliffen fanden sich, im Eisenerz eingeschlossen, winzige rhombische Durchschnitte eines farblosen Minerals, die sich als *Pseudomorphosen von Quarz nach einem rhomboëdrischen Mineral*, wahrscheinlich einem Karbonat, herausstellten.

Schon die ordinären weißgelben Rauhaugite zeigen, wie oben erwähnt, mit ihren Quarznestern, und ihren Nestern und Adern von Hydroxyden, Baryt, Flußspat, sowie durch ihren Chloritgehalt, ihre ungleichmäßige Korngröße etc., daß Umsetzungen und Substanztransporte bei denselben in recht bedeutender Ausdehnung stattgefunden haben. Dies gilt selbstverständlich noch viel mehr den in *»Rödberg«* umgewandelten Rauhaugiten. Die bei der Rödbergbildung stattgefundene massenhafte Imprägnation mit Eisenerz, sowohl als die Absetzung von Eisenerz (wesentlich Fe_2O_3) auf den vertikalen Eisenerzstreichen (oder Eisenerzgängen) der Gruben des Fengebietes, muß ziemlich sicher wesentlich aus der *Zersetzung der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Serie*, namentlich dann der eisenreicheren, melanokraten und hypermelanokraten Glieder derselben (sowie zum geringeren Teil auch aus der Zersetzung der Damkjernite) herrühren. Da die Eisenerze kaum direkt auf vulkanische Exhalationen bezogen werden dürfen, *gibt es überhaupt keine andere Quelle, aus welcher die bedeutenden sekundären Koncentrationen von Eisenerzen an den Eisenerzgängen (Erzstreichen) und im »Rödberg« des Fengebietes stammen können.* Von den umgebenden granitischen Gesteinen des Grundgebirges stammen sie ganz sicher nicht.

Diese Absätze von Eisenerz beweisen an und für sich, daß unzweifelhaft ganz bedeutende Substanztransporte bei den Umwandlungen der Gesteine innerhalb des scharf begrenzten Vulkanschlotes des Fengebietes stattgefunden haben müssen, um so mehr als sie ja nur für einen geringen Teil der tatsächlich stattgefundenen Transporte Ausdruck geben können. Schon durch den bisherigen Abbau der Gruben des Fengebietes wurde bis Ende 1917 nach Professor Vogt nahezu 1 Million Tons Eisenerz produziert, eine Masse, die doch nur einen geringen Teil der innerhalb des

Erzbezirkes abgesetzten Quantität von Eisenerz repräsentiert, im Vergleich mit derjenigen, welche in dem nicht abbauwertigen »Rödberg« magaziniert ist. Rechnet man im Rödberggebiet zwischen der Grenze in Grubeåsen und Bolladalen nur einen Durchschnittsgehalt von 10 % Fe_2O_3, dürfte hier bis 150 Meter unter dem Stollniveau etwa: $500 \times 500 \times 200 \times 3.5$ (sp. Gew.) $\times$ 0 10 = $17^1/_2$ Millionen Tons Fe_2O_3 im Rödberg dieses Teils des Grubenbezirkes magaziniert sein.

Die Thermallösungen, welche derartig bedeutende Mengen von Eisenerz innerhalb des engen Rahmens des Fengebietes aus dort vorhandenen Gesteinen aufgelöst und wegtransportiert haben, müssen selbstverständlich auch in diesen Gesteinen selbst außerordentlich durchgreifende Umwandlungen hervorgebracht haben, was ja auch durch die Untersuchung der Gesteine des Fengebietes völlig bestätigt wurde. Die Ijolith-Melteigitgesteine sind ja — abgesehen von dem Sack S und SW von Melteig — tatsächlich zum bei weitem größten Teil durchgreifend umgewandelt, schließlich in Biotit-Calcitfelse, Chlorit-Calcitfelse, Chlorit-Quarzfelse, wobei namentlich der *Pyroxen* unter seiner »Karbonatisierung« seinen Eisengehalt abgegeben hat. Die ebenfalls meistens sehr durchgreifende Umwandlung der Damkjernite soll weiter unten näher besprochen werden. Da diese Umwandlungsprozesse offenbar in großer Ausdehnung *Karbonatisierungsprozesse* gewesen sind, scheint es berechtigt anzunehmen, daß die aufgelösten Mengen von Fe und Mg auch wesentlich als *Karbonate* den Karbonatfelsen zugeführt wurden.

Unter Austauschen von $CaCO_3$ mit durch die Thermallösungen zugeführtem $FeCO_3$ und $MgCO_3$ wären dann vielleicht auch die als *Sövite erstarrten* reineren »Calcitfelse« in die an $FeCO_3$ und MgCO reicheren *Rauhaugite* metamorphosiert.

Bei fortgesetzter Zufuhr wesentlich von $FeCO_3$ wäre ferner die Umwandlung des Rauhaugits in »Rödberg« eingeleitet.

Und schließlich wurden auch *die reinen Erzstreichen* durch reichliche Ausfällungen der Lösungen auf vertikalen Spalten oder Lösungsräumen gebildet. Wohl erst auf einem späteren Endstadium des ganzen Prozesses wäre das Fe-Karbonat schließlich in *oxydische Eisenerze*, wesentlich Fe_2O_3 oxydiert gewesen. Die Geschichte der eigentlichen Erzbildung der vertikalen Erzstreichen oder Erzgänge der Grubenbezirke des Fengebietes näher zu verfolgen, lag indessen außerhalb der Aufgabe dieser Abhandlung und muß einer besonderen Specialuntersuchung überlassen werden.

DAMKJERNITE.

In der einleitenden Übersicht über die früheren Untersuchungen des Fengebietes wurden schon (Seite 3 ff.) eigentümliche durchsetzende Gänge, sogenannte »Lattengänge« (von J. H. L. Vogt als Gänge von »Glimmerminette« bezeichnet) aus den Fengruben erwähnt. Diese Gänge waren schon im 18. Jahrhundert beobachtet; eine kleine Stufe aus der 3. Tiefenetage der Gruben, im Anfang des 19. Jahrhunderts von P. Ström eingesammelt, war schon vor etwa 100 Jahren an die Mineraliensammlung der Universität eingesandt. Diese eigentümlichen Gesteine der jüngsten Eruptionen des Fengebietes zeigten sich nun bei der näheren Untersuchung sehr häufig; es wurden bei der Aufnahme der Karte ca. fünf und zwanzig verschiedene Vorkommen derselben, als Gänge, kleine Intrusivmassen und kleine Stöcke, innerhalb des Rahmens des Fengebietes und aus der nächsten Umgebung desselben notiert.

Die verschiedenen Vorkommen variieren nicht unbeträchtlich sowohl in ihrer Zusammensetzung als in ihrer Struktur. Nur an ganz wenigen Vorkommen ist das Gestein ziemlich unzersetzt, die meisten sind mehr oder weniger durchgreifend sekundär zersetzt, z. T. fast vollständig »karbonatisiert«. — Unten sollen deshalb zuerst die wenigen Vorkommen der ziemlich unzersetzten Gesteine für sich, und erst nachträglich die mehr oder weniger sekundär umgewandelten Vorkommen erwähnt werden.

Der Gang von Damkjernit NNO von Damkjern.

Im Waldterrain von Vibetohögda, ca. 250 M. NO bis N vom Ausfluß des Baches aus Damkjern, etwa 210 bis 180 Meter ü. d. M. setzt ein etwa 3 Meter mächtiger Gang des eigentümlichen Gesteins, das hier als *Damkjernit* bezeichnet werden soll, durch das Grundgebirge. Der Gang bildet im Walde kleine aufragende Knauer und wurde in der Richtung OSO—WNW mit Unterbrechungen etwa 200 Meter verfolgt, setzt aber sicher noch länger nach WNW, wahrscheinlich wenigstens bis nach der tiefen Kluft des Damkjernbaches fort. Der Gang wurde vor vielen Jahren an der erstgenannten Stelle NO von Damkjern von Peder Nielsen Vibeto ent-

deckt; das von dem herrschenden rötlichen Grundgebirgsgranit der Umgebung durch seine dunkle Farbe mit den bronzefarbigen, oft recht großen, spiegelnden Biotiteinsprenglingen absteckende Gestein war ihm namentlich auch durch die sehr eigentümliche Verwitterungsoberfläche aufgefallen. Diese zeigt nämlich öfters zahlreiche, dicht beisammen liegende, hervorragende rundliche oder kurzelliptische *Knollen*, 2 bis 10 Cm. im Durchschnitt, nur durch relativ sparsame Zwischenmasse getrennt, so daß das Gestein beim ersten Anblick einem Konglomerat ähnlich erscheint. Diese Struktur ist in den Tafeln 20 und 22 hinten im Buche veranschaulicht; die letztere zeigt die natürliche Verwitterungsoberfläche eines Blockes des Gesteins des Damkjernganges, die erstere eine geschliffene und polierte Fläche desselben Blockes, von der entgegengesetzten Seite. Beide Figuren sind in etwa *halber* Größe.

Obwohl die geringen Farbendifferenzen der einzelnen Strukturelemente des Gesteins beim Photographieren das Erreichen eines deutlichen Bildes derselben erheblich erschwerten, lassen sich die Hauptzüge der eigentümlichen Struktur des Gesteins aus der Tafel 20 jedenfalls zum Teil doch ziemlich gut erkennen. Man erkennt schon beim ersten Blick ohne weiteres 1) unten links, oben links, oben rechts und in der Mitte rechts *größere schwarze Körner mit deutlich abgerundeten Umrissen;* diese Körner sind *größere Einzelindividuen von braunschwarzer, barkevikitischer Hornblende;* außer diesen größeren, finden sich (namentlich im unteren Teil der Figur) auch eine Anzahl kleinerer gerundeter Körner desselben Minerals. Bei näherer Betrachtung der Figur sieht man, daß alle diese Körner je von 2) einem schmalen, *aus einer feinkörnigen* (dichten) *Grundmasse bestehenden Hof* umgeben sind, welcher zusammen mit dem schwarzen Hornblendekern einen rundlichen Knollen bildet. Und zwischen diesen Knollen sieht man endlich 3) an mehreren Stellen in der Figur als ein drittes Strukturelement eine bedeutend *grobkörnigere Zwischenmasse*, z. T. mit reichlicherem Gehalt eines weißen Minerals, samt mit größeren oder kleineren Körnern von verschiedenen dunklen Mineralien. Bei näherer Betrachtung zeigt es sich nun aber, daß die erwähnten Hornblendeknollen (mit ihrer feinkörnigen Schale von umgebender Grundmasse) nicht die einzigen Knollenelemente des Gesteins sind. Etwas oberhalb der Mitte der Figur findet sich ein schwarzer, weiß gesprenkelter großer Kern mit umgebendem Grundmassehof (No. 24 auf Taf. 21); dieser Kern besteht nicht aus einem einzelnen Hornblendeindividuum, sondern aus körnigem *Hornblendit*, wie weiter unten erwähnt werden soll. Und links unterhalb, sowie rechts von diesem Hornblenditknollen findet sich eine Reihe anderer rundlicher Knollen (No. 17, 20, 21 etc. auf Taf. 21) deren Kerne nicht aus Hornblende oder Hornblendit, sondern aus

verschiedenen anderen Mineralkombinationen bestehen: *Olivin-Enstatit-Knollen*, *Olivin-Diopsid-Knollen* etc., die unten näher erwähnt werden sollen.

Das ganze Gestein besteht somit aus verschiedenartigen, in einer gröber körnigen Zwischenmasse eingebetteten Knollen (mit anhaftenden Höfen von feinkörniger Grundmasse); in der Zwischenmasse machen sich namentlich größere oder kleinere Tafeln von bronzefarbigem *Biotit*, sowie kleine bruchstückartige Körner von *Pyroxen*, gleichwie in der Zwischenmasse schwimmend, durch ihre schwarze Farbe geltend. Die größeren weißen Flecken der Zwischenmasse bestehen aus Kalkspat. Die Figur auf der Tafel 21, in welcher die meisten verschiedenartigen Knollen von Einsprenglingen mit anhaftender Grundmasse und einige der in der Zwischenmasse schwimmenden Biotittafeln und Pyroxenkörner eingezeichnet sind, gibt einen Schlüssel zum Verständnis der Tafel 20 hinten im Buche. Es muß dabei erinnert werden, daß der Maßstab derselben nur etwa der Hälfte der natürlichen Größe entspricht. Der Diameter der größeren in der Tafel 20 dargestellten Knollen ist deshalb etwa $3^1/_2$ bis 4 Cm.; manche Knollen haben aber an anderen Stellen des Ganges einen Durchmesser von 8 bis 10 Cm.

Wir wollen jetzt die Mineralienzusammensetzung und die einzelnen oben unterschiedenen drei Strukturelemente für sich näher erwähnen:

I. Endogene knollenförmige Einschlüsse.

a. Endogene Einschlüsse von Olivinknollen, von Olivin-Diopsid-Enstatitknollen, Olivin-Enstatit-Barkevikitknollen, Diopsid-Barkevikitknollen, Hornblenditknollen.

Die verschiedenen endogenen Einschlüsse des Gesteins des Damkjernitganges aus der Nähe von Damkjern sind, wie schon aus den Tafeln 20 und 22 hervorgeht, stellenweise so zahlreich, daß das ganze Gestein als ein Aggregat von solchen Knollen mit nur relativ-spärlicher Zwischenmasse erscheint; ich sehe dabei von dem Verhältnis ab, daß in einer großen Anzahl der endogenen Einschlüsse der Kern derselben wesentlich nur aus einem einzelnen großen, kantengerundeten Individuum von barkevikitischer Hornblende besteht, während er in anderen Einschlüssen aus einem feinkörnigen bis mittelkörnigen, seltener von einem ziemlich grobkörnigen, aus mehreren Mineralien zusammengesetztem *Gestein* (Olivin-Enstatitgestein, Diopsid-Barkevikitgestein, Hornblendit etc.) besteht. In anderen Teilen desselben Damkjernitganges sind die knollenförmigen endogenen Einschlüsse jedoch — abgesehen von ziemlich kleinen, häufig nur wenige Mm. großen, an *Olivin* reichen, oder aus diesem Mineral ausschließlich bestehenden

Knollen — viel spärlicher vorhanden und werden von kleineren, oft gerundeten oder bruchstückartigen Einsprenglingen meistens aus Barkevikit ersetzt.

Über *die einzelnen Mineralien* der endogenen Einschlüsse können die folgenden Bemerkungen orientieren:

Olivin ist das vorherrschende Mineral der meisten zusammengesetzten, feinkörnigen bis mittelkörnigen endogenen Einschlüsse. Er zeigt sich in Dünnschliffen u. d. M. vollkommen farblos durchsichtig, und in der Regel ganz frisch, nur von unregelmäßigen Spalten durchsetzt, wie gewöhnlich in der Mitte von ein wenig ausgeschiedenem Magnetit, mit ganz schmalen Rändern von Serpentin gefüllt. Seine chemische Zusammensetzung muß eine recht Fe-arme Mischung, nahezu eine Forsteritzusammensetzung repräsentieren. — Deutliche Krystallbegrenzung findet sich nur sehr selten, bei ganz winzigen Kryställchen, gewöhnlich zeigen die Körner desselben vollkommen gerundete Umrisse, auf starke Resorption deutend. Die einzelnen endogenen Einschlüsse können, wenn sie klein sind, aus nur einem einzelnen Individuum bestehen, in der Regel sind sie aber aus zahlreichen kleinen Körnchen zusammengesetzt und dann seltener aus Olivin allein, gewöhnlich aber aus Olivin mit anderen Mineralien in wechselnder Menge zusammengesetzt.

Bei der Umwandlung des Olivins in Serpentin (wie bei den meisten anderen Vorkommen von Damkjernit, als der große Gang in der Nähe von Damkjern gewöhnlich) ist der aus demselben entstandene Serpentin in der Regel sehr feinfaserig, vollkommen farblos und sehr schwach doppelbrechend, oft nahezu isotrop.

Enstatit ist in den Olivinknollen des Damkjernits sehr verbreitet, oft in Menge dem Olivin nahezu gleich. Er ist ebenso wie dieser unzweifelhaft eisenarm, und dementsprechend in der Regel auch u. d. M. vollkommen farblos, nur selten ganz schwach gelblichweiß durchsichtig; der Gehalt an $FeSiO_3$ dürfte nicht 10 % übersteigen, was auch mit der allgemeinen Erfahrung der Zusammensetzung der Olivingesteine und Pyroxen-Olivinknollen stimmt[1]. Die Spaltbarkeit ist in der Regel sehr deutlich durch scharfe geradlinige Spaltrisse erkennbar auch im vollständig frischen Mineral, bisweilen von der bekannten Faserigkeit begleitet, die namentlich an den Enden der Körner öfters eine deutliche anfangende Zersetzung kennzeichnet. Vollständige Umwandlung in Bastit wurde nur in stark zersetzten Damkjerniten beobachtet. Mehr verbreitet schien in mehreren Olivin-Enstatitknollen eine Umwandlung des Enstatits in ein feinfaseriges, recht stark doppelbrechendes orientiertes Gemenge von kleinen, monoklinen Prismen.

[1] Confr. Amalie Weich, Verhältnis von $FeSiO_3$ und $MgSiO_3$ der rhombischen Pyroxene in Erstarrungsgesteinen. Tschermaks min. & petrogr. Mitteil. B. 22, S. 443 ff.

Die dabei gebildeten winzigen Prismen sind mit parallelen Vertikalachsen in Bezug auf den Enstatit orientiert; sie liegen in der Regel so dicht beisammen, neben und über einander, daß die Auslöschungswinkel der einzelnen Prismen nur schwierig bestimmt werden konnten. In dem in Fig. 29 abgebildeten Schnitt eines nur etwa 3 Mm. großen Olivin-Enstatit-Diopsidknollens ist die Mitte der Figur von einem größeren Enstatitindividuum eingenommen, das an beiden Enden der c-Achse in eine faserige Randzone

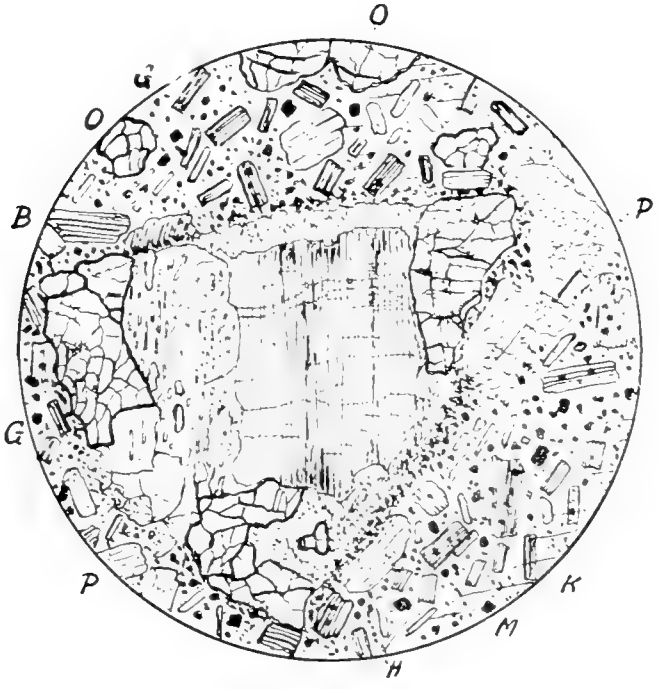


Fig. 29. Vergr. $^{25}/_{1}$.

Olivin-Enstatit-Diopsidknollen aus Damkjernit von dem Gang NO von Damkjern.
O = Olivin, P = Pyroxen, B = Biotit, G = Grundmasse, wesentlich aus Kalkspat (K) bestehend. In der Mitte ein größeres Enstatitindividuum mit orientierter Randzone von Hornblende.

von kleinen, kurzen Prismen mit parallel orientierten c-Achsen umgewandelt ist. Die winzigen Prismen befinden sich z. T. in Zwillingsstellung zu einander nach {100}; der Auslöschungswinkel c : c wurde in mehreren derartigen Zwillingen übereinstimmend zu ca. 20° bestimmt. Man könnte deshalb zuerst dazu geneigt sein an eine Umwandlung des Enstatits in Klinoenstatit zu denken, dessen Winkel c : c nach E. T. Allan, F. E. Wright und J. W. Clement zu 21° 8′ bestimmt wurde[1]. Dies ist jedoch ausgeschlossen, da die Doppelbrechung des Klinoenstatits nur ganz schwach ist, nämlich $\gamma - \alpha =$ ca. 0.011, während dieselbe für die kleinen Prismen der

[1] Amer. Journ. of Sc. Vol. 22, S. 385—438 (1906).

Randzone des Enstatits im vorliegenden Falle bedeutend größer ist, mit $\gamma - \alpha$ wenigstens = 0.02 ist. Die größten der kleinen Prismen zeigen deutlich eine schwach grünliche Farbe und stimmen in ihren Eigenschaften auch sonst mit kleinen Hornblendeprismen der Grundmasse, die unten näher erwähnt werden sollen. Die faserige Randzone des Enstatits besteht deshalb jedenfalls im vorliegendem Beispiel im wesentlichen aus derartiger sehr hell grüner Hornblende.

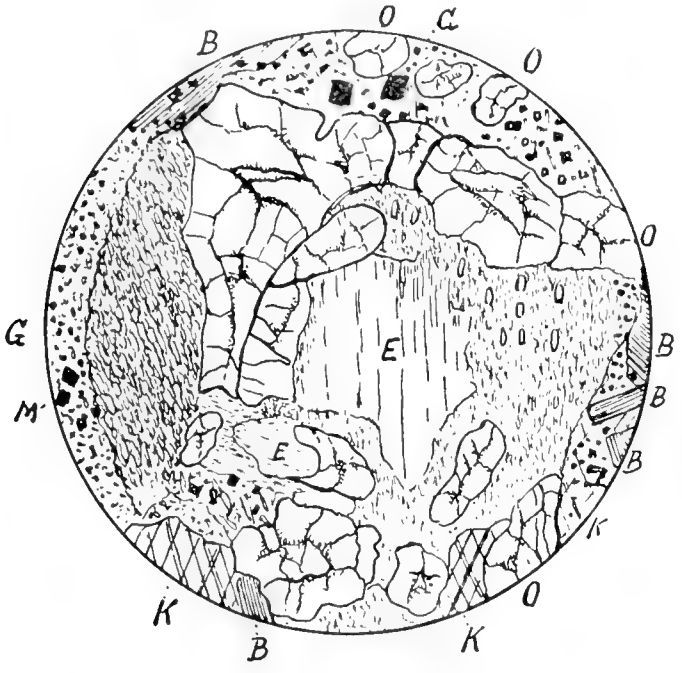


Fig. 30. Vergr. $^{25}/_{1}$.

Kleiner endogener Einschluß von *Olivin-Enstatitgestein* aus Damkjernit von dem Gang NO von Damkjern. — O = Olivin; E = Enstatit, in Kernen mit breiter Randzone; G = Grundmasse, mit kleinen Tafeln von Biotit (B) und Magnetitkörnchen (M) etc.; K = Kalkspat.

Das große Enstatitindividuum des in Fig. 29 abgebildeten Knollens zeigt u. d. M. bei stärkerer Vergrößerung zahlreiche äußerst dünne (höchstens 0.005 Mm. dicke), orientiert *eingewachsene Lamellen von einem monoklinen Pyroxen*; diese zeigen einen Auslöschungswinkel ca. c : c = etwa 36° und ihre Schnittfläche, etwa {010}, ist somit mit der Schnittfläche etwa {100} des Enstatits parallel. Es zeigte sich ferner auch das *Olivin*individuum rechts von dem großen Enstatitkorn gleichzeitig mit diesem dunkel zwischen gekreuzten Nikols und ist somit mit parallelen Achsen in Bezug auf dieses gesetzmäßig orientiert, und zwar so, daß die optische Mittellinie b (die c-Achse) des Olivins mit der c-Achse des Enstatits parallel ist; die Schnittfläche

sowohl des Enstatits als des Olivins ist nahezu }100{, indem die spitze Bissektrix c des letzteren nahezu senkrecht zur Schnittfläche heraustritt.

Der kleine etwa trianguläre Knollen endigt auch oben links mit ein Paar verschiedenartig orientierten Olivinkörnchen. Zwischen diesen und dem großen Enstatitkorn besteht der Knollen wesentlich aus einigen Diopsidkörnern (und nächst dem Enstatit unten aus einem Hornblendekörnchen). In diesen Diopsidkörnern finden sich als Einschlüsse eine größere Anzahl ganz *winziger*

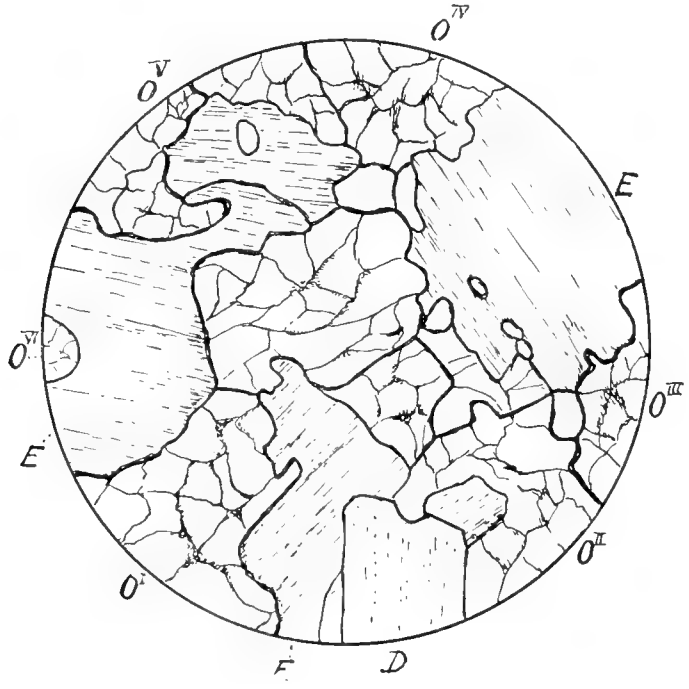


Fig. 31. Vergr. $^{25}/_{1}$.

Olivin-Enstatitknollen aus Damkjernit. — O = Olivin; E = Enstatit; D = Diopsid.

Stäbe von Olivin, zum größten Teil mit ihrer Längsrichtung der c-Achse des Enstatits parallel angeordnet, hauptsächlich in zwei Strömen.

Längs der Randumgrenzung des Knollens sind kleine Magnetitkörnchen und Magnetitstaub massenhaft angehäuft. In der umgebenden Grundmasse finden sich übrigens Täfelchen von Biotit, stabförmige Nadeln von grüner Hornblende, einige unregelmäßige Körner von Olivin, und sparsamer auch von Pyroxen, worüber weiter unten. Die genannten Mineralien liegen *in einer Mesostasis von Kalkspat* eingebettet.

Ein zweiter ebenfalls nur etwa 3 Mm. großer Olivin-Enstatitknollen ist in der beigefügten Figur 30 (S. 281) abgebildet.

Die Randzone des Enstatits ist hier bei weitem größer als in dem Fig. 29 dargestellten Beispiel, und enthält außer der Hornblende auch ganz

kleine Olivinkörnchen. Links von dem größten Olivinkorn, zwischen diesem und der angrenzenden Grundmasse an der linken Seite der Figur ist eine anders orientierte, ebenfalls aus winzigen prismatischen Körnchen bestehende feinkörnige Masse, die wahrscheinlich ebenfalls durch Umwandlung aus Enstatit entstanden sein dürfte. Einzelne Körnchen dieser Masse zeigen größere Auslöschungswinkel, die auf Diopsid deuten dürften. Die Grundmasse zeigt außer kleinen Biotittafeln und winzigen Hornblendenädelchen

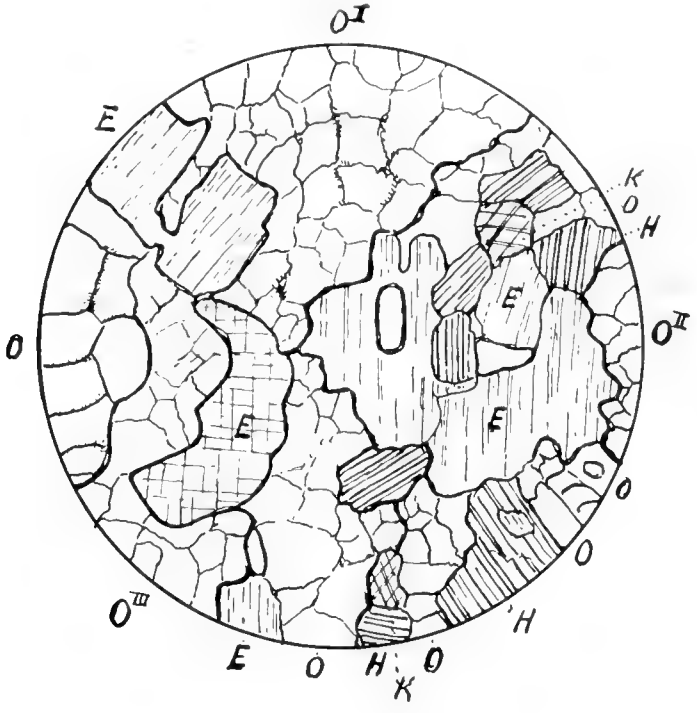


Fig. 32. Vergr. $^{25}/_{1}$.

Endogener Einschluß von *Olivin, Enstatit und barkevikitischer Hornblende*, samt ein wenig Kalkspat (K); OI, OII und OIII größere, O kleinere Olivinkörner. Ein etwas resorbiertes Olivinkryställchen ist auch mit parallel orientierten Achsen im größten Enstatitkorn eingewachsen.

samt Magnetitkörnchen *eine Mesostasis von Kalkspat,* welcher auch in größeren isolierten Körnern auftritt.

Fig. 31 gibt eine Vorstellung von der typischen Struktur eines *größeren* (etwa 3 bis 4 Cm. im Durchmesser) graugrünen Olivin-Enstatitknollens aus demselben Damkjernitvorkommen. Die einzelnen Mineralien sind hier fast vollkommen unzersetzt. Der *Olivin* und der *Enstatit* sind zwar im wesentlichen gleichzeitig auskrystallisiert, für den Enstatit scheint doch seine Erstarrung etwas nach derjenigen des Olivins angefangen zu haben, da er z. T. kleine Körnchen von Olivin einschließt, und da er z. T. die Zwischenräume

zwischen schon stark resorbierten Olivinkörnern einnimmt. *Diopsid* ist in dem Knollen nur in geringer Menge vorhanden. Das in der Figur abgezeichnete Diopsidindividuum ist ziemlich idiomorph und steckt mit einer Krystallecke in den angrenzenden Enstatit hinein, ist somit wohl früher als dieser auskrystallisiert.

In der Fig. 32 — ebenfalls aus einem einige Cm. großen Einschluß — sieht man, daß die Olivin-Enstatitknollen außer den beiden Hauptmineralien *Olivin* und *Enstatit* zum Teil auch braune *barkevikitische Hornblende* (H) enthalten können. Auch *Kalkspat* findet sich als spät auskrystallisiertes Mineral in geringer Menge. Rein akzessorisch kommt tiefbrauner *Picotit* in kleinen, läppigen Körnchen vor, immer nur in der Hornblende eingewachsen; z. T. auch *Chromeisenerz* (tiefbraun, schwierig durchscheinend, in reflektiertem Licht metallisch glänzend).

Andere endogene Einschlüsse führen keinen Olivin oder Enstatit, sondern nur *Diopsid* und *barkevikitische Hornblende* als Hauptmineralien. Die Struktur eines derartigen größeren, kugelförmigen Einschlusses (etwa 5 Cm. im Durchmesser) ist in der beigefügten Fig. 33 dargestellt. In dem einen Drittel des Einschlusses herrscht der Diopsid vollständig vor, im übrigen, größeren Teil desselben ist die Hornblende vorherrschend. Die Fig. 33 zeigt eben den Übergang zwischen den beiden Teilen.

Die Diopsidkörnchen sind ziemlich isomer, nur selten hypidiomorph begrenzt, sehr frisch, abgesehen von einer ganz dünnen, grünlichen Randzone mit chloritischer Neubildung. In den eckigen Räumen zwischen den einzelnen Diopsidkörnern und auch zwischen den Hornblendekörnern ist sehr häufig ein *Kalkspat*korn, als spätere primäre Bildung auskrystallisiert. Die Diopsidkörnchen sind durchgehend kleiner (etwa $^1/_2$ bis 2 Mm. groß) als die größeren Hornblendekörner (häufig 3 bis 5 Millimeter groß) und sind häufig in diesen schriftgranitisch eingewachsen, dann öfters in sehr unregelmäßig begrenzten Einzelindividuen, mit charakteristischen Amöbenformen. Derartige Diopsid-Barkevikitknollen scheinen verhältnismäßig sparsam im Vergleich mit den Olivinknollen und den Olivin-Enstatitknollen. In einem Dünnschliff des oben beschriebenen Knollens finden sich nahe dem Rand desselben anstatt der gewöhnlichen Füllung von Kalkspat in einem etwas größeren eckigen Zwischenraum zwischen den Diopsidkörnern als eine Art Drusenfüllung kleine sphärolitische Büschel von *Albittafeln*, samt ein wenig feinschuppiger *Muscovit* (pseudomorph nach *Nephelin*) und ein Paar kleine Schuppen von braunem *Biotit*. Ziemlich reichlich finden sich ferner in diesem Knollen als früh ausgeschiedenes Mineral im Diopsid, wie in der Hornblende eingeschlossen, kleine Krystallkörner von *Chromeisenerz* in auffallendem Lichte metallisch

glänzend, in durchfallendem Lichte fast undurchscheinend mit tief grünlich *brauner* Farbe. Jedes Korn desselben ist mit einer Randzone von Magnetit umgeben.

Etwas häufiger als die Diopsid-Barkevikitknollen sind endogene Einschlüsse, die ganz überwiegend aus Barkevikit bestehen und somit als körnige *Hornblendite* charakterisiert werden können. Fig. 34 gibt eine Darstellung der Struktur und Zusammensetzung eines derartigen Hornblenditknollens.

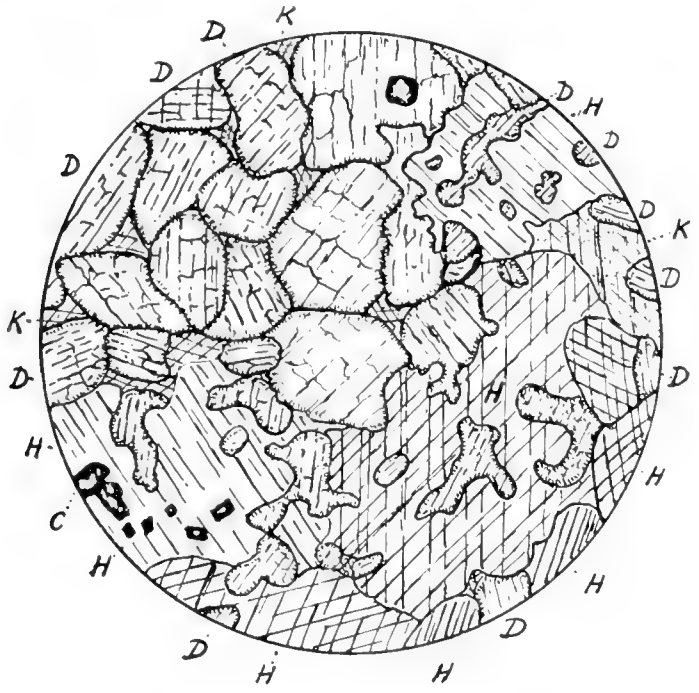


Fig. 33. Vergr. $^{12}/_{1}$.

Endogener Einschluß von *Diopsid und Barkevikit* aus Damkjernit.

C = Chromeisenerz mit Magnetitrand; D = Diopsid; H = Barkevikit; K = Kalkspat.

Der betreffende Knollen, etwa 4 bis 5 Cm. im Durchmesser, scheint bei makroskopischer Betrachtung ausschliefslich aus dunkel bronzebraunen, ausgezeichnet spaltbaren *Hornblende*körnern, bis 5 à 6 Mm. groß, zu bestehen. U. d. M. wurden in Dünnschliffen auch *Diopsid, Biotit, Kalkspat, Magnetit* und *Picotit* beobachtet. Der Diopsid tritt teils zwischen den Barkevikitkörnern, teils in diesen eingeschlossen in Amöebenartigen Körnchen auf. Rotbrauner Biotit findet sich nur äußerst sparsam teils im Kalkspat, selten im Barkevikit als winzige Tafeln eingewachsen. Der Kalkspat tritt teils als Zwischenmasse auf, teils ist er in der Hornblende eingewachsen. Ob diese runde Körnchen als Einschlüsse von primären, resorbierten, früher auskrystallisierten Kalkspatkörnern, oder als spätere Füllung

von Lösungsräumen aufzufassen sind, läßt sich nur schwierig entscheiden; auch im letzteren Falle ist der Kalkspat aber hier gewiß nicht als ein rein sekundäres Mineral, sondern als ein magmatisches Restmineral aufzufassen, da das betreffende Gestein offenbar absolut frisch ist.

In der Hornblende sind z. T. ganz kleine unregelmäßig läppige Körnchen von braun durchsichtigem *Picotit* eingewachsen. In einem Dünnschliff wurde schließlich auch an ein Paar Stellen zwischen den Hornblende-

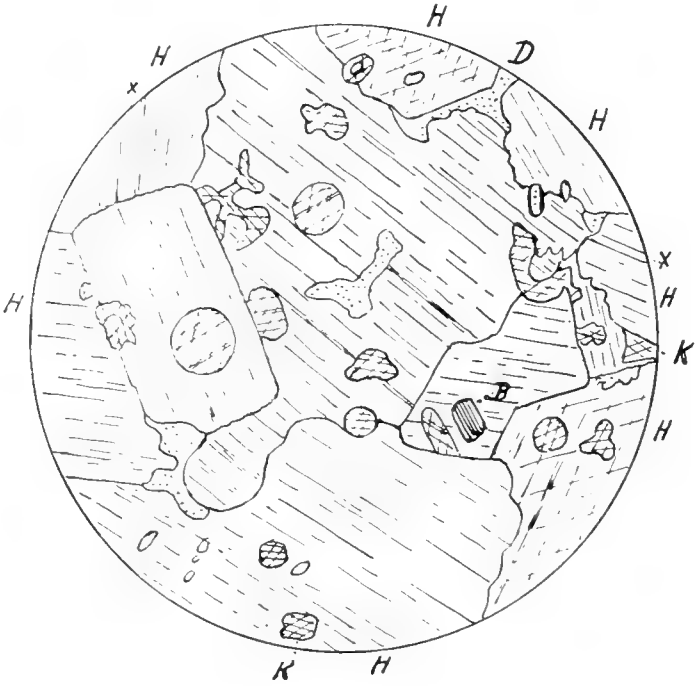


Fig. 34. Vergr. $\frac{12}{1}$.
Endogener Einschluß von *Hornblendit* aus dem Damkjernitgang NO von Damkjern.
H = barkevikitische Hornblende; D (punktiert) = Diopsid; B (gestrichen) = Biotit;
K = Kalkspat; x = Zwillingslamelle in der Hornblende.

körnern eine hell grünliche Zwischenmasse von sehr feinschuppigem *Muscovit* (von ein wenig Chlorit durchtränkt) beobachtet. Es ist ziemlich sicher, daß dies Gemenge, wie so äußerst häufig in den Gesteinen des Fengebietes, eine pseudomorphe Bildung nach *Nephelin* darstellt. *Apatit* wurde nur in ein Paar resorbierten Prismen beobachtet. Die prozentische Zusammensetzung dieser Hornblenditeinschlüsse schätzte ich nach den vorliegenden Beobachtungen zu ungefähr: barkevikitische Hornblende 88 bis 90 %; Diopsid 3 bis 4 %; Biotit 1 %; Apatit, Picotit, Kies und Magnetit samt Spur von Nephelin 1 %; Kalkspat 5 %.

Einzelne dieser Hornblenditknollen wurden in einer Größe von bis 8 Cm. im Durchmesser beobachtet. Sie erinnern sehr an ähnliche Ein-

schlüsse von Hornblenditen in den Camptoniten der Essexitgefolgschaft des Kristianiagebietes, (z. B. aus der Nähe von Gran Bahnstation etc.); diese bestehen auch zu mehr als 90 % aus braunem Barkevikit in entsprechender körniger Struktur, führen aber akzessorisch auch ein wenig Titanpyroxen und Plagioklas, Eisenerz, Apatit etc.

b. Endogene Einschlüsse mit einem Kern von meistens nur einem einzigen abgerundeten Individuum von Hornblende (oder Pyroxen).

Derartige Einschlüsse sind, wie schon aus der Tafel 20 (und 21) zu sehen, außerordentlich häufig und können öfters eine bedeutende Größe erreichen. Knollen mit einem Hornblendekern von 5 bis 6 Cm. Länge in der Richtung der c-Achse, bei einer Dicke von 2 bis 3 Cm. sind nicht sehr selten; ausnahmsweise können die Dimensionen noch bedeutend größer sein, bis $8 \times 7 \times 7$ Cm. Die Hornblende dieser Kerne ist immer (abgesehen von einer im Allgemeinen ganz schmalen Randzone) eine makrokopisch tief bronzebraune *barkevikitische Hornblende*. In durchfallendem Lichte zeigt sich die Absorption und der Pleochroismus nur mittelstark : c (ziemlich hell braun, bisweilen grünlich braun) > b (hellbraun) > a (hellgelb). Der Auslöschungswinkel: c : c wurde in einem genau orientierten Dünnschliff nach {010} zu 15° gemessen. In anderen Fällen wurden Winkel zwischen 13° und 16° gefunden. Die Spaltbarkeit nach {110} ist immer ziemlich vollkommen, mit stark glänzenden Spaltflächen.

Die *chemische* Zusammensetzung wurde durch die folgende auf ausgesucht reinem Material (frei von Magnetit) von Herrn L. Thomassen ausgeführte Analyse (I) bestimmt.

Eine Verunreinigung mit Kalkspat rührt nicht von einer Zersetzung, sondern von eingeschlossenen primären, spätmagmatisch auskrystallisierten Kalkspatkörnchen her, im ganzen 3.50 % entsprechend; eine geringe Verunreinigung von FeS_2 zeigte sich 0.20 % zu betragen. Die nach Abzug dieser Verunreinigungen auf 100 % berechnete Zusammensetzung ist unter I a angeführt. Zum Vergleich ist nebenbei unter II die Analyse des sogenannten »Barkevikits« (Rosenbusch, Elem. d. Petr. 3. Aufl., S. 194) aus Essexit von Montreal, Kanada nach Harrington (Amer. Journ. of Sc. B. 15 (1903) S. 343), sowie auch (unter III) die Analyse von sogenannter »basaltischer Hornblende« aus Basalttuf, Luckow, Böhmen (Hanusch bei Hibsch in Tschermaks Min. & Petr. Mitteil. B. 24 (1905) S. 271) und endlich (unter IV) die Analyse des typischen Barkevikits von Skudesundsskjär bei Barkevik, Langesundsfjord, Norwegen (G. Flink bei Brogger, Zeitschr. f. Kryst. & Min. B. 16, II (1889) S. 412) angeführt:

	I	Ia	II	III	IV
SiO_2	38.61	40.14	39.23	39.60	42.27
TiO_2	2.91	3.03	4.53	2.50	1.01 [1]
Al_2O_3	15.82	16.44	14.38	18.51	6.31
Fe_2O_3	2.12	2.06	2.92	5.50	6.62
FeO	5.31	5.52	8.56	2.26	21.72
MnO	0.08	0.08	0.65	0.74	1.13
MgO	15.75	16.37	13.01	14.11	3.62
CaO	12.39	10.84	11.70	12.57	9.68
Na_2O	1.78	1.85	3.05	2.58	3.14
K_2O	2.21	2.30	0.98	1.87	2.65
H_2O — 110°	0.10				
+ 110°	1.32	1.37	0.36	0.26	0.48
P_2O_5	0.00	—	—	—	—
CO_2	1.54	—	—	0.07	—
S	0.11	—	—	0.10	—
	100.05	100.00	99.37	100.67	98.63

[1] gewiß zu niedrig.

Wie die Analyse Ia zeigt, ist die braune Hornblende des Damkjernits von dem typischen Barkevikit aus dem Nephelinsyenitpegmatit der Langesundgegend durch viel niedrigeren Gehalt an FeO und umgekehrt höheren Gehalt an MgO, sowie auch durch den viel höheren Gehalt an Al_2O_3 sehr verschieden. Dagegen ist ihre Zusammensetzung ziemlich nahe übereinstimmend mit derjenigen der basaltischen Hornblende der böhmischen Basalttuffe, sowie mit derjenigen der (auch von Rosenbusch als Barkevikit bezeichneten) braunen Hornblende der Essexite von Montreal etc. Wie schon von Rosenbusch (Mikr. Phys. d. petr. wicht. Min. Spec. Teil (4. Aufl. 1905) S. 236) bemerkt, läßt sich aber eine scharfe Trennung des Barkevikits von der basaltischen Hornblende nicht durchführen, und der Name Barkevikit ist in der neueren Litteratur ganz allgemein überhaupt für *braune*, an TiO_2 und R_2O_3 reichen Hornblenden mit beträchtlichem Alkaligehalt gebraucht. Meiner Erfahrung nach sind Hornblenden mit der Zusammensetzung etwa wie I und II eben sehr charakteristisch für Gesteine der Essexitreihe, sowie auch für eine Anzahl nephelinsyenitischer Gesteine.

Diese barkevikitische Hornblende ist, soweit meine Beobachtungen an Dünnschliffen von Knollen derselben reichen, immer von *einer gewöhnlich ziemlich schmalen, orientierten Randzone einer später abgesetzten Hornblende*

von wesentlich abweichender Beschaffenheit umgeben. Im Dünnschliff zeigt sich diese Randhornblende *hell grünlich* gefärbt, ganz schwach pleochroitisch, c ungefähr = b hell grünlichgrau oder graugrün > a hellgelb. Der Auslöschungswinkel c : c ist in Schnitten ungefähr nach {010} zu Winkeln zwischen 22° und 27° gemessen, somit bedeutend größer als für die barkevikitische Hornblende des Kerns, *gegen welche die Grenze immer ganz scharf erscheint.* Die chemische Zusammensetzung dieser Hornblende ist nicht bekannt. *Wie weiter unten näher erwähnt, gehört diese Randhornblende einer späteren Phase der Erstarrung des Gesteinsmagmas.* Bisweilen, aber recht selten, sind (z. T. in orientierter Verwachsung) an den Barkevikiteinsprenglingen auch, namentlich an den Enden derselben, dünne prismatische Kryställchen einer *blauen Alkalihornblende* angewachsen.

Die barkevikitische Hornblende der größeren abgerundeten Hornblendeknollen ist in dem Gestein des Damkjernits vom Gange NNO von Damkjern in der Regel außerordentlich frisch. Ausnahmsweise wurde doch eine recht eigentümliche Zersetzung derselben beobachtet. In einem der größten beobachteten Knollen (8 × 7 × 7 Cm.) wurde, beim zufälligen Zerschlagen desselben nach einer Spaltfläche, mitten im Krystall ein rundlicher, hell grünlichgrauer Kern, etwa 1—2 Cm. im Durchmesser, vorgefunden, welcher im Dünnschliff u. d. M. folgende Zusammensetzung zeigte: zuerst eine abgefärbte faserige Hornblende in die umgebende frische barkevikitische Hornblende übergehend; dann nach innen zu reichlicher Absatz von *Kalkspat* und fast farbloser, isotroper *Chlorit*, worin zahlreiche, äußerst winzige Kryställchen von fast farblosem *Titanit* und von *Anatas* (TiO_2 bei der Zersetzung der barkevikitischen Hornblende ausgeschieden) und einige wenige kleine Schuppen von chloritisiertem *Biotit*. In der Mitte des grauen Kerns findet sich ein verworren divergentstrahliges Haufwerk von kleinen, wenig idiomorphen, farblosen *Diopsid*prismen (c : c = ca. 37°) und zahlreiche Körnchen von farblosem *Granat* (Grossular) in Würfeln, die gegen kleine, schließlich mit *Quarz* gefüllte Drusenräume hineinragen. In den größeren Grossularkörnchen findet sich gern ein Kernkrystall, ein winzig kleiner, scharf idiomorph begrenzter *Würfel* eines violetten bis schön rosarot gefärbten Minerals, öfters in Drillingen nach Flächen von {111} z. T. mit einer schmalen, scharf zonar abgegrenzten Randzone von bräunlicher Farbe. Professor V. M. Goldschmidt deutet dies Mineral als vielleicht *Melanit*. Außerdem wurden mitten in diesem Komplex von neugebildeten Mineralien noch zwei sehr kleine, rektanguläre, hübsche, farblose Kryställchen eines unbestimmten, stark lichtbrechenden und schwach doppelbrechenden, rhombischen Minerals (Baryt?) beobachtet. Diese Zersetzung der Hornblende gehört offenbar einem frühen Stadium der Umwandlung

der Damkjernite; die Karbonatisierung derselben gehört jedenfalls einer späteren Umwandlungsphase.

Während die oben beschriebenen endogenen Einschlüsse mit großem Kern von einem einzigen, durch Korrosion abgerundeten Hornblendekrystall, mit umgebendem Hof von feinkörniger Grundmasse, in dem Damkjernit des Ganges NNO von Damkjern sehr häufig sind, finden sich entsprechende gerundete Knollen mit Kern von einem größeren *Pyroxen*individuum viel seltener und erreichen auch bei weitem nicht die Größe der erwähnten Hornblendeknollen. Wie bei diesen zeigt auch der Pyroxenkern derartiger Knollen einen zonaren Schalenbau mit meistens schmaler Randzone von Titanpyroxen ($c : c = 43^0$) um einen Kern von Diopsid ($c : c = 37^0$).

In seiner Beschreibung der Alnöite von Alnö erwähnt Prof. HÖGBOM auch »im Gestein massenhaft vorkommende Bruchstücke, welche ihm ein breccienartiges Aussehen verleihen können« (l. c. S. 235—236). Diese sind teils »Fragmente von Gneis und Partien, welche entweder Bruchstücke von Nephelinsyenit und seinen basischen Abarten sind oder als intratellurische Ausscheidungen aufgefaßt werden können«. Zu den letzteren rechnet er »auch die korrodierten, bis decimetergroßen Hornblendekrystalle, welche hin und wieder in dem Gestein gefunden werden, und durch ihre schön glänzenden, pechschwarzen Spaltflächen die Aufmerksamkeit auf sich richten«. *Diese großen korrodierten Hornblendekrystalle des Alnöits von Alnö entsprechen offenbar vollkommen den großen endogenen Barkevikiteinschlüssen im Damkjernit aus dem Gang NNO von Damkjern.*

II. Freiliegende Einsprenglinge von Olivin, Hornblende, Pyroxen und Biotit.

Die oben unter I a erwähnten endogenen Einschlüsse von Olivinknollen, Olivin-Diopsid-Enstatitknollen, Olivin-Enstatitknollen, Olivin-Enstatit-Barkevikitknollen, Diopsid-Barkevikitknollen und Hornblenditknollen verhalten sich gewissermaßen als Reste von eigentümlichen Gesteinen mit echter Tiefengesteinstruktur, endogene Mineralmischungen, die unzweifelhaft einer älteren Erstarrungsphase des Magmas, aus welchem das Damkjernitmagma abgespaltet wurde, gehören und von einem besonderen Hof von feinkörniger Grundmasse umgeben sind. Die dadurch entstandenen abgerundeten Knollen verhalten sich als *relativ* fremdartige, in höheres Niveau mitgeschleppte Einschlüsse, und sind dementsprechend auch recht ungleichmäßig in der Gesteinsmasse verteilt, bald massenhaft zusammengehäuft — wie z. B. in dem auf der Tafel 20 und 22 abgebildeten, geschliffenen Block —, bald nur sparsam auftretend oder sogar fast vollständig fehlend.

Die unter I b erwähnten endogenen Einschlüsse mit einem Kern von meistens nur einem einzigen abgerundeten Individuum von barkevikitischer Hornblende oder seltener von Pyroxen verhalten sich insofern wie die unter I a zusammengefaßten körnigen Gesteinsknollen, als auch sie *mit dem umgebenden Hof von feinkörniger Grundmasse zusammen* abgerundete Knollen bilden, die im Verhältnis zu der grobkörnigen Zwischenmasse ein älteres Strukturelement repräsentieren. *Sonst unterscheiden sich aber die Hornblendekerne oder Pyroxenkerne dieser Knollen nicht von kleineren, in der allgemeineren Grundmasse zerstreuten, freiliegenden Einsprenglingen von Hornblende oder Pyroxen.*

Auch läßt sich näher besehen kein scharfer Unterschied feststellen zwischen den unter I a erwähnten körnigen, endogenen Einschlüssen und den kleineren *Einzeleinsprenglingen* verschiedener Mineralien einer älteren Generation des Gesteins.

Olivin findet sich als Einzelindividuen außerhalb der körnigen Knollen in bedeutender Menge, in kleinen, gerundeten, stark resorbierten Körnchen, gewöhnlich 0.5 bis 2 à 3 Mm. im Durchmesser, mit genau derselben Beschaffenheit wie in den körnigen Knollen und unzweifelhaft ungefähr gleichzeitig mit diesen auskrystallisiert, in der allgemeinen Grundmasse zerstreut (siehe z. B. Fig. 30). Diese kleinen Olivineinsprenglinge sind doch nicht selten, selbst in sonst sehr frischem Gestein, in meistens vollkommen farblosen, feinfaserigen, sehr schwach doppelbrechenden *Serpentin* umgewandelt.

Pyroxen. Der Pyroxen der körnigen Knollen scheint durchgehends ein Fe-armer Diopsid zu sein. Größere Pyroxenknollen mit einem Kern aus einem einzelnen Pyroxenkorn, sowie größere, freie Einsprenglinge von Pyroxen scheinen recht sparsam zu sein. Sie bestehen auch nicht, wie in den körnigen Knollen, ausschließlich aus Fe-armem Diopsid, sondern zeigen *nur einen Kern* von derartigem farblosem *Diopsid*, von einer dickeren oder schmäleren Randzone von in durchfallendem Lichte in Dünnschliffen violett gefärbtem *Titanpyroxen* umgeben. Die Auslöschungswinkel c : c wurden in Schnitten ungefähr nach {010} für den farblosen Kern gemessen zu etwa 36 bis 37°, für den violetten Randpyroxen zu etwa 42 bis 45°. An den in der Fig. 30 dargestellten kleinen Olivin-Enstatit-Diopsidknollen grenzt oben rechts ein derartiger kleiner, nur etwa 1 Mm. langer Einsprengling von Pyroxen, mit Kern von farblosem Diopsid und später abgesetzter Randzone (dichter punktiert) von Titanpyroxen. Die ganz kleinen Pyroxenkörnchen, die mit Täfelchen von Biotit und winzigen Hornblendestäbchen zusammen in der Grundmasse zerstreut liegen, bestehen ebenfalls meistens aus schwach violett gefärbtem Titanpyroxen und sind somit mit der Rand-

zone des etwas größeren Einsprenglings gleichzeitig auskrystallisiert. Die Pyroxeneinsprenglinge erreichen in dem Damkjernit des großen Gangs NNO von Damkjern nur selten eine Größe von 1 bis 2 Cm. Ausnahmsweise findet sich auch eine *Randzone von grünem Ägirindiopsid* als letzte Bildung.

Enstatit wurde als selbständige Einsprenglinge in den untersuchten Dünnschliffen nur selten beobachtet.

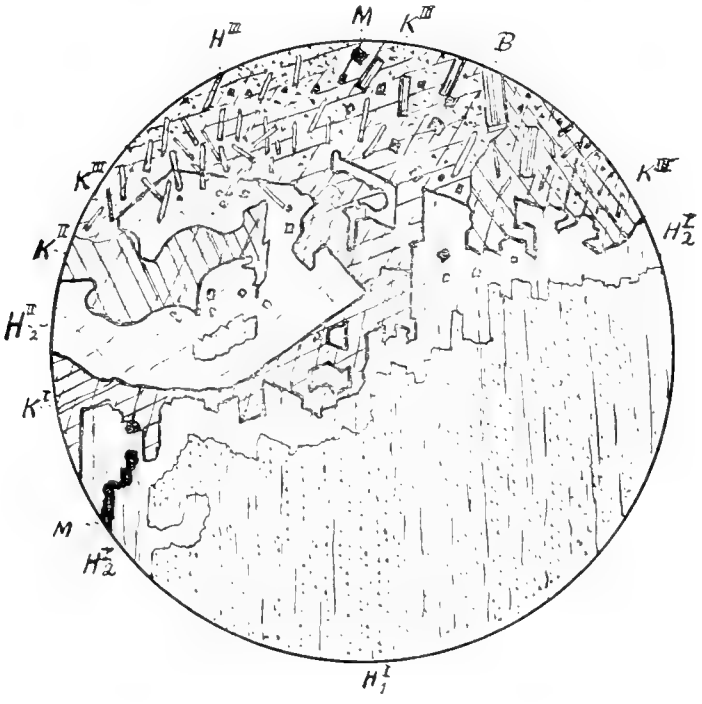


Fig. 35.

Randpartie eines endogenen Einschlusses mit Kern von einem großen Hornblendeindividuum und anhaftendem Grundmassehof. Vergr. = $^{12}/_1$. H_1^I und H_2^I die Randpartie des großen Hornblendekrystalles; H_1^I Kern von brauner barkevikitischer Hornblende, H_2^I orientierte Randzone von grüner Hornblende. In der angrenzenden Grundmasse schwimmen zahlreiche winzige prismatische Kryställchen von hell grüner Hornblende (H^{III}) und einige kleine Tafeln von Biotit (B), samt kleine Magnetitkörnchen (M) in einer Mesostasis von größeren Kalkspatindividuen (K^I, K^{II}, K^{III} und K^{IV}); auch ein etwas größerer, schiefer Querschnitt ($3^1/_2 \times 2^1/_2$ Mm.) eines skelelettartig mit Kalkspat verwachsenen Hornblendeprismas (von grüner Hornblende, H_2^{II}, mit ganz kleinem Kern von brauner Hornblende) liegt im Kalkspat der Grundmasse eingebettet.

Hornblende findet sich — außer als Kerne der oben erwähnten, von einem Hof feinkörniger Grundmasse umgebenen Knollen — auch als freie Einsprenglinge in großer Menge. Diese erreichen nicht eine derartige Größe wie die Hornblendekerne der genannten gerundeten Knollen, sind aber sonst in allen Beziehungen mit diesen übereinstimmend, indem dabei

doch zu bemerken ist, daß die kleineren, freien Einsprenglinge häufig nur einen ganz kleinen oder sogar keinen Kern von brauner, barkevikitischer Hornblende zeigen, sondern fast allein, oder sogar ausschließlich aus der später abgesetzten *grünen* Randhornblende bestehen.

Die beigefügte Figur 35 zeigt eine kleine Partie des Randteiles eines endogenen Einschlusses mit einem Kern eines einzelnen, größeren Hornblendeindividuums mit samt dem anhaftenden Hof von Grundmasse. Man sieht aus der Beschaffenheit des Randes des Hornblendekernes, daß die Grenzlinie der *braunen* Hornblende keineswegs regelmäßig gekrümmt ist, sondern in zackig aus- und einspringenden, scharfen Krystallecken verläuft, was auch mit der schmalen, gegen die braune Kernhornblende scharf abgegrenzten Randzone der orientierten *grünen* Hornblende der Fall ist; diese letztere ist, wie man sieht, mit dem angrenzenden Kalkspat *skelettartig verwachsen in einer Weise, welche zeigt, daß sie mit dem Kalkspat gleichzeitig (eutektisch) erstarrt ist.* Die kleinen Hornblendeprismen der Grundmasse und die Randzone des größeren, schief durchschnittenen Hornblendeindividuums des endogenen Einschlusses bestehen alle aus derselben hell grünen Hornblende, mit dem größeren Auslöschungswinkel c : c = etwa 25°, und gehören somit derselben Phase der Erstarrung.

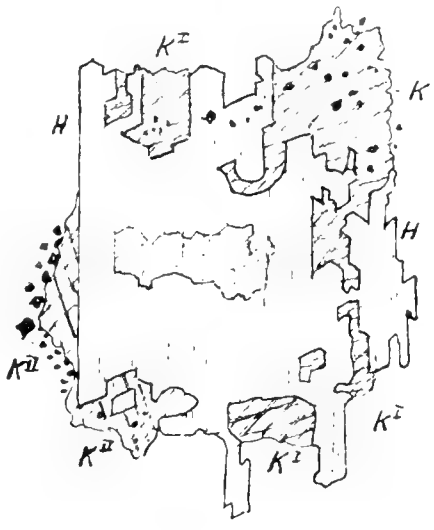


Fig. 36.

Einsprenglinge von Hornblende in Damkjernit. Vergr. = 20/1. Die Hornblende ist ung. ⊥ {010} geschnitten, und zeigt für die äußere Randzone den Auslöschungswinkel c : c = 25 bis 26°, mit c (hell grünlich grau) > a (hellgelb); für den punktiert bezeichneten Kern ist c : c = 15¼°, mit c (braun) > a hellgelb. Die schwarzen Körnchen Magnetit.

In Fig. 36 ist ein kleiner, in der Grundmasse frei liegender Einsprengling von grüner Hornblende (etwa 3 × 2 Mm. groß) mit ganz kleinem Kern von brauner Hornblende dargestellt; die Verwachsung mit zwei verschiedenen Kalkspatindividuen (K^I und K^{II}) zeigt, wie in Fig. 36 deutlich zu sehen ist, daß die Erstarrung beider Mineralien etwa gleichzeitig stattgefunden haben muß.

Die Figur 37 zeigt einen Einsprengling von grünlicher Hornblende, in einem Querschnitt eines Zwillings (etwa 4 × 2½ Mm.) *ohne* braunen Kern, an ein durch Resorption abgerundetes Korn von in Serpentin um-

gewandeltem Olivin angewachsen. Die Mesostasis der Grundmasse besteht, wie gewöhnlich, aus Kalkspat. Ein Biotiteinsprengling (BI) scheint mit dem Hornblendezwilling ungefähr gleichzeitig auskystallisiert.

Biotit findet sich erstens in recht zahlreichen, auch makroskopisch hervortretenden Einsprenglingen von hübsch bronzebrauner Farbe, in nicht zu dicken Tafeln durchsichtig mit rubinroter Farbe. Die Größe der Einsprenglinge wechselt sehr, von ein Paar Mm. bis selten mehr als 3 Cm.

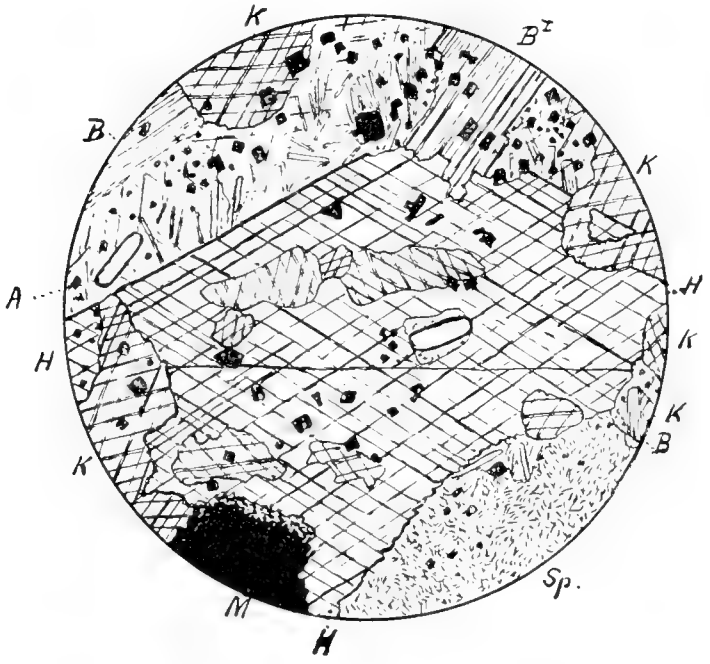


Fig. 37.

Hornblendezwilling mit Kalkspat (K) an Serpentin (Sp) angewachsen. Vergr. = $^{25}/_{1}$. Biotit (B), Magnetit (M) und Apatit (A), sowie zahlreiche winzige Prismen von grüner Hornblende sind in der aus Kalkspat bestehenden Mesostasis zerstreut.

im Durchmesser der Tafeln; ausnahmsweise können diese eine Dicke von 3 bis 5 Mm. erreichen. Die Umgrenzung der Tafeln ist nur selten regelmäßig 6-eckig, gewöhnlich ganz unregelmäßig. In konvergentem Licht zeigen sich die Tafeln zwischen gekreuzten Nikols scheinbar absolut einachsig. Der Pleochroismus ist gewöhnlich nicht sehr stark, die parallel zur Spaltbarkeit schwingenden Strahlen sind mit *rubinroter* oder *orangeroter*, die senkrecht zu derselben schwingenden mit *sehr hellgelber* Farbe absorbiert. U. d. M. sieht man aber, daß die Tafeln zonar gebaut sind, indem der rote Kern derselben sowohl in Schnitten parallel zur Spaltbarkeit als senkrecht dazu immer von einer gewöhnlich ganz schmalen Randzone von einem sehr hell gefärbten, wenig pleochroitischen Biotit umgeben

ist, bei welchem die parallel zur Spaltbarkeit schwingenden Strahlen mit *sehr hell grünlicher* Farbe, die senkrecht dazu mit *sehr hell gelblicher* Farbe (oder fast ganz farblos) absorbiert sind.

Die größeren Biotiteinsprenglinge finden sich in dem Gestein des Aufschlusses NNO von Damkjern *meistens in der grobkörnigeren Zwischenmasse* zwischen den endogenen Knolleneinschlüssen angehäuft und bilden hier öfters *Ströme von Tafeln*, die sich um die Knollen herum schmiegen. Kleinere Biotittafeln finden sich auch in der den Knollen anhaftenden Grundmasse und ausnahmsweise innerhalb der Knollen selbst. Diese kleinen Tafeln der letzteren bestehen aus dem roten Biotit; *die in der Grundmasse um die Knollen herum vorkommenden, oft recht zahlreichen Biotittäfelchen bestehen dagegen meistens nur aus demselben hellgrünen, schwach pleochroitischen Biotit, welcher die Randzone der größeren Einsprenglinge bildet.*

Die chemische Zusammensetzung des Biotits der Einsprenglinge im Damkjernit von dem Gang NNO von Damkjern wurde an sehr reinem, ausgesuchtem Material durch die folgende von L. Thomassen ausgeführte Analyse bestimmt (I); zum Vergleich sind unter II und III die Analysen Lattermann's (Rosenbusch, Element. d. Gesteinslehre, 3. Aufl. S. 201) von Meroxen und Anomit aus Shonkinit vom Katzenbuckel, Odenwald, ebenso wie unter IV die Analyse des Biotits aus Glimmerperidotit von »Kaltes Tal«, Harz (Hirschi, Beiträge z. Kenntn. d. gesteinsbild. Biotite, Diss. Zürich 1901) und unter V die Analyse des Biotits aus Monchiquit vom Horberig, Oberbergen, Kaiserstuhl, angeführt.

	I	II	III	IV	V
SiO_2	36.52	37.47	35.64	36.12	36.42
TiO_2	4.18	10.86	12.02	7.68	3.99
Al_2O_3	18.34	12.91	14.71	14.89	17.92
Fe_2O_3	0.51	0.88	1.01	7.25	2.83
FeO	6.94	11.64	11.09	5.93	7.04
MnO	0.00	—	—	—	—
MgO	18.66	14.68	13.11	15.12	20.52
CaO	1.14	—	—	0.68	—
BaO	0.52	1.52	1.99	—	—
Na_2O	0.04	0.94	1.43	1.56	2.60
K_2O	10.42	8.66	8.22	9.35	6.54
H_2O	— (1.10)	} 1.80	} 1.06	(0.45)	} 2.50
	+ 1.00			1.05	
P_2O_5	0.00	—	—	—	—
CO_2	0.10	—	—	—	—
F	0.13	—	—	—	—
	99.60	101.36	100.28	100.08	100.36

III. Der den endogenen Einschlüssen anhaftende Hof von feinkörniger Grundmasse

besteht, wie schon oben erwähnt, aus einer *Mesostasis* von *Kalkspat*, worin *teils* vereinzelte Körner der zuerst auskrystallisierten Gesteinsmineralien: *Apatit*, *Magnetit*, bräunlichgrüner *Perowskit* (?) mit Magnetitrand, samt größere resorbierte, gerundete Körner von *Olivin*, *Pyroxen*, *barkevikitischer Hornblende* und *rotem Biotit*, *teils* auch eine *jüngere* Generation aus *kleinen* Kryställchen von *hellgrünem* Diopsid, oder von Titanpyroxen, von *hellgrünen* Hornblendeprismen und *hellgrünen*, schwach pleochroitischen Biotittäfelchen in reichlicher Menge eingestreut sind.

Die letzteren Mineralien gehören denselben Varietäten von Pyroxen, Hornblende und Biotit, welche in den endogenen Einschlüssen oder um die freiliegenden Einsprenglinge einer älteren Generation als *Randzonen* ausgebildet sind, und müssen somit im wesentlichen gleichzeitig mit diesen auskrystallisiert sein. Da diese Randzonen: von Titanpyroxen um Kerne von im Dünnschliff farblosem (oder schwach grünlichem) Diopsid, von hellgrüner, schwach pleochroitischer Hornblende um Kerne von brauner, barkevikitischer Hornblende und von hellgrünem, schwach pleochroitischem Biotit um Kerne von rotbraunem Biotit mit *ganz scharfen Grenzen* um ihre Kerne herum *abgesetzt sind*, liegt es nahe daraus zu schließen, daß der Absatz dieser orientierten Randzonen — und die damit gleichzeitige Auskrystallisation derselben Mineralien in kleinen selbständigen Kryställchen in der feinkörnigen Grundmasse um die Kerne der endogenen Einschlüsse — *eine relativ plötzliche Änderung der Krystallisationsbedingungen* (der Erstarrungsbedingungen) *des Magmas bezeichnen müssen*, die wahrscheinlich durch schnelle Aufpressung derselben in ein höheres Niveau, mit anderen (niedrigeren) Temperatur- und Druckverhältnissen verursacht sein dürfte. Das Magma, aus welchem hier der feinkörnige Grundmassehof um die aus größerer Tiefe mitgeschleppten körnigen, endogenen Einschlüsse und um die größeren, durch Resorption abgerundeten Einsprenglinge von Olivin, Hornblende und Pyroxen erstarrte, *muß reich an $CaCO_3$ gewesen sein*; die aus Kalkspat bestehende Mesostasis, worin die Silikate der feinkörnigen Grundmasse eingebettet liegen, macht durchaus den Eindruck eines *primären* Minerals (siehe Fig. 29, 35, 36 u. 37).

IV. Die verhältnismässig grobkörnige Zwischenmasse zwischen den abgerundeten, endogenen Einschlüssen.

Nach der Erstarrung des feinkörnigen Grundmassehofes um die endogenen Einschlüsse und die älteren, resorbierten Einsprenglinge herum müssen wieder etwas geänderte Erstarrungsbedingungen eingetreten sein, vielleicht

durch Aufpressen von heißem Magma aus der Tiefe zwischen den dann schon mit dem feinkörnigen Grundmassehof umgebenen Knollen der verschiedenartigen endogenen Einschlüsse, wobei eine langsamere Abkühlung eintreten konnte. In dieser Zwischenmasse machen sich makroskopisch namentlich zahlreiche Tafeln des *braunroten Biotits* geltend, meistens etwa 2 bis 10 Mm. im Durchmesser, z. T. auch viel größer, ferner auch viele Körner von *Titanpyroxen* mit oder ohne Kerne von Diopsid; u. d. M. auch viele rundliche, resorbierte Körnchen von *Olivin*, z. T. in farblosen Serpentin umgewandelt, dann auch unregelmäßige, z. T. recht große, z. T. stark resorbierte Körner von *Apatit*, zahlreiche Körnchen von *Magnetit*, und sehr sparsam vereinzelte Körnchen von bräunlichgrünem *Perowskit*(?) mit Randzone von Magnetit. Ich hatte dies Mineral, das in Dünnschliffen des Damkjernits des Ganges NNO von Damkjern nur in kleinen, höchstens ca. 1 Mm. großen, ganz unregelmäßigen Körnchen vorgefunden wurde, zuerst als einen Spinell (Chromohercynit?) gedeutet, bin aber nachher dazu geneigt dasselbe als einen eigentümlichen *Perowskit* anzusehen. Dasselbe Mineral wurde nämlich nachher auch in einem Dünnschliff des unten näher erwähnten Damkjernits eines großen Blockes aus der Nähe von Melteig vorgefunden, hier in einem einzelnen, etwa 3 Mm. großen Krystall, welcher in Fig. 38 abgebildet ist.

Fig. 38. Vergr. = $^{10}/_{1}$. Perowskit(?) aus Damkjernit, eines Blockes aus der Nähe von Melteig.

Der Durchschnitt dieses Krystalles zeigte sich u. d. M. mit tief bräunlichgrüner Farbe nur wenig durchsichtig, vollkommen isotrop. Zwei Körnchen von Kalkspat (in einem derselben steckt auch ein winziges Biotitkörnchen) sind eingeschlossen und der ziemlich unregelmäßig begrenzte Krystall ist ferner rings herum mit einer Randzone aus Magnetit umgeben. Der zufällige Durchschnitt zeigt eine Reihe sehr scharfer Spaltrisse nach zwei auf einander ziemlich genau senkrechten Richtungen, was die Annahme des Minerals als ein Glied der Spinellgruppe auszuschließen scheint. Trotz der für einen Perowskit ungewöhnlichen entschieden grünlichen Farbe möchte ich das betreffende Mineral demnach am nächsten als eine eigentümliche Varietät von Perowskit annehmen. Da die Entscheidung der Frage durch eine chemische Prüfung nicht ohne eventuelle Zerstörung des Mineralkörnchens möglich war, mußte ich die Bestimmung desselben unentschieden lassen.

Die oben genannten Mineralien: der Biotit, der Pyroxen, die Olivinkörner etc. sind in einer recht reichlichen Mesostasis von *Kalkspat* (das

weiße Mineral in der Figur Tafel 20) eingebettet; die Biotittafeln zeigen dabei in ihrer Anordnung um die endogenen Einschlüsse herum gewissermaßen eine Strömungsstruktur. Der Kalkspat gibt auch hier in der Zwischenmasse durchaus den Eindruck eines primären, zuletzt erstarrten Minerals ganz wie in dem Hof der feinkörnigen Grundmasse um die endogenen Einschlüsse. Die Grenze zwischen diesem Hof und der Zwischenmasse erscheint makroskopisch z. T. recht scharf, u. d. M. scheinen dieselben in Dünnschliffen aber ohne scharfe Grenze in einander zu übergehen.

Die chemische Zusammensetzung des Damkjernits aus dem Gang NNO von Damkjern wurde durch zwei von A. RØDLAND ausgeführte Analysen festgestellt. Die erstere derselben (I) wurde an der Hälfte des großen Schaustücks, dessen andere, geschliffene Hälfte in den Tafeln 20 und 22 dargestellt ist, ausgeführt; die zweite (II) an Material einer Reihe verschiedener größerer Stufen, die in dem Aufbereitungswerk des mineralogischen Instituts der Universität, um die mittlere Zusammensetzung des betreffenden Ganggesteins so genau wie möglich zu bestimmen, zuerst grob zermahlen und nachher feiner pulverisiert wurden. Das Mittel der beiden ziemlich gut übereinstimmenden Analysen ist unter I & II a angeführt.

	I Damkjernit NNO v. Damkjern	II Damkjernit NNO v. Damkjern	I & II a Mittel		
SiO_2	31.77	31.95	31.86	0.5271	
TiO_2	1.98	1.66	1.82	0.0227	
ZrO_2	0.02	0.02	0.02	0.0002	
Al_2O_3	7.99	8.52	8.26	0.0810	
Fe_2O_3	7.07	5.46	6.27	0.0392	
FeO	3.40	4.96	4.18	0.0581	
MnO	0.31	0.22	0.27	0.0038	0.5376
MgO	19.86	18.20	19.03	0.4757	
CaO	13.82	15.40	14.61	0.2609	
BaO	0.12	0.03	0.07	0.0005	
Na_2O	1.62	1.39	1.50	0.0242	0.0459
K_2O	2.28	1.79	2.04	0.0217	
H_2O —	(0.21)	(0.14)	(0.17)		
+	0.52	0.34	0.43	0.0239	
P_2O_5	0.95	1.76	1.36	0.0096	
CO_2	7.75	7.43	7.59	0.1734	
Cl	Spur	0.01	0.01	0.0005	
F	0.10	0.15	0.12	0.0034	
S	0.13	0.49	0.31	0.0097	
	99.90	99.92	99.92		

Sp. Gew. 3.05

Da die Zusammensetzung der grünen Biotite und Hornblenden der Grundmasse (und der Randzonen) ebenso wie die des Pyroxens unbekannt ist, läßt sich die prozentische Mineralienzusammensetzung nicht genauer berechnen Ich habe dieselbe versuchsweise berechnet zu:

3.28 % Apatit; 0.58 % Eisenkies; ca. $4^1/_2$ Magnetit; ca. $16^3/_4$ % Olivin und ca. 3 % Enstatit; ca. 10 % Biotit in Einsprenglingen und etwa $9^1/_2$ % in der Grundmasse; ca. $14^1/_3$ % barkevikitische Hornblende in Einsprenglingen und ca. 6 % grüne Hornblende der Grundmasse; ca. 15 % Pyroxen (Titanpyroxen, mit grünem Pyroxen und etwas Ägirindiopsid), endlich 16.85 % Karbonat (Kalkspat).

Da die meisten übrigen Vorkommen von Damkjerniten nur ausnahmsweise und dann nur in geringerer Ausdehnung ältere endogene Einschlüsse zu führen scheinen, würde es zum Vergleich mit diesen von wesentlichem Interesse sein wenigstens annäherungsweise eine Vorstellung zu erhalten über die chemische Zusammensetzung des Gesteins, *abgesehen von den endogenen Einschlüssen*. Ich habe deshalb eine ungefähre Berechnung für diesen Zweck versucht, indem ich dann als ältere Bestandteile berechnet habe: 16.78 % Olivin, 2.85 % Enstatit, 14.41 % Einsprenglinge von Hornblende, ferner $^1/_3$ des Apatits mit 1.14 %, $^1/_3$ des Magnetits mit 1.47 %, $^1/_4$ des Kalkspats mit 4.35 %, endlich auch $^1/_5$ des Pyroxengehaltes mit 2.98 %, zusammen 43.98 %. Die prozentische Zusammensetzung der Einschlüsse (A), sowie die prozentische Zusammensetzung des übrigen Teils des Gesteins (B) nach Abzug der älteren Einschlüsse, wäre dann ungefähr die in der untenstehenden Tabelle angegebene; es muß dabei bemerkt werden, daß der Gehalt an CO_2 (also auch von $CaCO_3$) für A vielleicht zu hoch gerechnet ist.

Diese Berechnung muß selbstverständlich ziemlich ungenau sein, genügt aber doch um zu zeigen, daß der ältere Anteil des Gesteins, worin namentlich der Olivin, der Enstatit und die barkevikitische Hornblende sich geltend machen, wesentlich durch einen sehr hohen Gehalt an MgO, der jüngere Anteil des Gesteins — der eigentliche Damkjernit — dagegen durch einen höheren Alkaligehalt (namentlich K_2O im Biotit) samt durch höhere Gehalte von TiO_2, Al_2O_3, Fe-Oxyde, CO_2 und P_2O_5 (in Pyroxen, Magnetit, Kalkspat und Apatit) charakterisiert ist. Daß die Berechnung ziemlich zutreffend ist, geht aus dem Vergleich von B mit der weiter unten (S. 316) angeführten Analyse des Damkjernits von Brânan hervor. Unter A_1 und B_1 sind in der untenstehenden Tabelle nebenbei auch die beiden Mischungen A und B nach Abzug von $CaCO_3$, auf 100 % berechnet, angeführt. A_1 zeigt ung. die Zusammensetzung eines Barkevikit führenden Wehrlits (cfr. die Analyse des von A. Lacroix beschriebenen Gesteins von Caussou, Pyreneen).

	A	B	A_1	Wehrlit Caussou	B_1
SiO_2	36.86	28.20	41.20	41.50	36.52
TiO_2	1.52	2.07	1.70	—	2.68
Al_2O_3	5.98	10.16	6.69	6.93	13.15
Fe_2O_3	3.57	7.10	3.99	2.19	9.19
(Fe,Mn)O	4.27	6.04	4.77	6.69	7.82
MgO	29.99	10.54	33.53	35.90	13.64
(Ca,Ba)O	10.77	17.81	5.44	5.80	6.57
Na_2O	1.07	1.59	1.19	1.37	2.05
K_2O	0.27	3.46	0.30	0.30	4.48
H_2O	0.05	0.72	0.06	0.32	0.93
P_2O_5	0.89	1.58	1.00	—	2.04
CO_2	4.64	10 01	—	—	—
Cl	—	0.04	—	—	0.05
F	0.12	0.12	0.13	—	0.16
S	—	0.56	—	—	0.72
	100.00	100.00	100.00	101.00	100.00

Damkjernit aus einem grossen Block SW von Melteig.

Ein zweites Vorkommen von ungewöhnlich frischem Damkjernit fand ich in einem ca $^1/_2$ Kubikmeter großen, losen Block SW von Melteig. Makroskopisch zeigen Stufen dieses Gesteins zahlreiche, meistens 5 bis 10 Mm., seltener bis 3—5 Cm. große rotbraune Tafeln von *Biotit* (siehe Tafel 23) zum großen Teil einigermaßen parallel angeordnet; spärlicher auch schwarze 2 bis 20 Millimeter große Einsprenglinge von *Pyroxen*. Die Einsprenglinge liegen in einer feinkörnigen, grünlichschwarzen bis graugrünen Grundmasse zerstreut. U. d. M. sieht man in den Dünnschliffen, daß *kleine* Pyroxenkrystalle in der Grundmasse außerordentlich zahlreich sind und meistens $^1/_3$—$^1/_2$ des Gesteins zu repräsentieren scheinen. Es wurden u. d. M. folgende Mineralien beobachtet: *Apatit* in wenig idiomorphen Prismen, bisweilen in größeren, ganz unregelmäßigen Körnern, ziemlich reichlich. *Titanit* in z. Teil scharf begrenzten Kryställchen, mit den gewöhnlichen spitzrhombischen Schnitten. *Mikrolith* nur in einem Präparat in ein Paar winzigen Körnchen beobachtet. *Melanit* oder *Picotit* auch äußerst sparsam in einigen, ganz kleinen, läppigen Körnchen. *Magnetit* sparsam in höchstens 1 bis 2 Mm. großen Kryställchen. *Perowskit* (siehe S. 297).

Alle diese Mineralien gehören zu den am ersten ausgeschiedenen Bestandteilen des Gesteins. Wesentlich nach denselben sind zuerst in großer Masse die meistens ganz kleinen (0.1 bis 2 à 3, nur selten 5 bis 20 Mm.

und noch größeren) Krystalle von *Pyroxen* auskrystallisiert. Sie sind z. T. deutlich älter als die *Biotit*einsprenglinge, da sie in diese bisweilen hineinstecken, zum großen Teil haben sie aber ihr Wachstum gleichzeitig mit diesen fortgesetzt. Die Pyroxenkörner sind z. T. so dicht angehäuft, daß für die Zwischenmasse (die Grundmasse) des porphyrischen Gesteins nur wenig Raum übrig geblieben ist.

Diese *Zwischenmasse* ist recht manchartig. Stellenweise herrscht eine farblose, verhältnismäßig grobblättrige Masse von Muscovit, z. T. in sphäro-

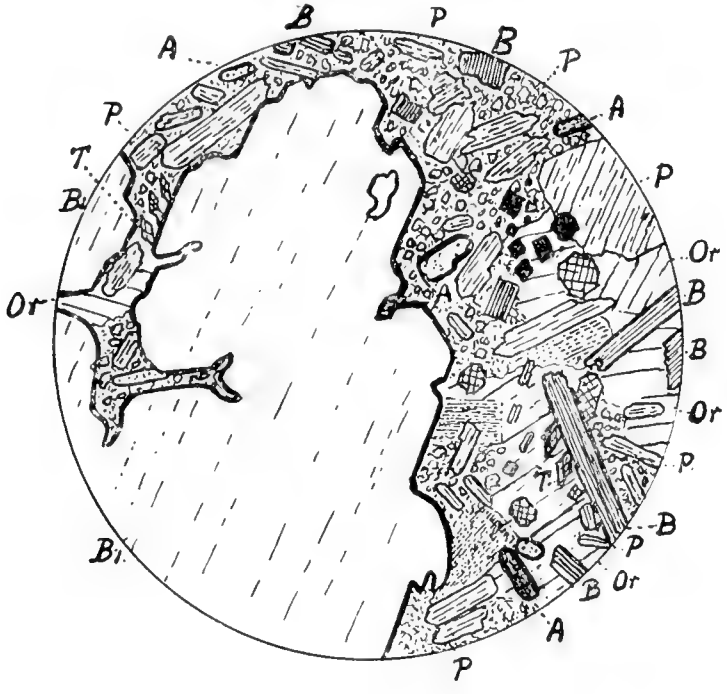


Fig. 39. Vergr. $^{20}/_{1}$.

B_1 = große Biotittafel nahezu parallel {010}, in Damkjernit aus Block SW von Melteig. B = kleinere Biotitkörnchen, P = Pyroxen, A = Apatit

Die ganz schwarzen Körnchen sind Magnetit. Auf der größten Biotittafel unten rechts sind an der linken Seite derselben kleine, spitzrhombische Titanitkryställchen angewachsen (T), ebenso im Resorptionsraum der großen Biotittafel oben links. Auf der rechten Seite des unteren Randes der großen Biotittafel sind zwei rektanguläre, deutliche Muscovitpseudomorphosen nach Nephelin (fein gestrichen dargestellt) in Orthoklas (Or) hineinsteckend. Im ganzen oberen Teil der Figur liegen Pyroxenprismen (P, unterbrochen gestrichen) und einige Biotitkörnchen in einer Grundmasse von Chlorit (und ein wenig Muscovit) mit zahlreichen eingebetteten Epidotknauerchen. Unten rechts liegen die Pyroxenprismen und Biotittäfelchen in einer Mesostasis von etwas größeren Orthoklaskörnern von später Bildung.

litischen Büscheln, z. T. in verworren, schuppigen Aggregaten vor. An anderen Stellen besteht die Zwischenmasse aus kräftig grüngefärbten, *sehr* feinschuppigen Feldern, die aus Muscovitschuppen mit Chlorit bestehen, ziemlich sicher durch Umwandlung von *Nephelin* gebildet, was aus der Übereinstimmung mit derartigen Pseudomorphosen in den Ijolith-Melteigit-

gesteinen hervorgeht. Die Muscovit-Chloritfelder sind öfters auch (wie im Borolanit-Melteigit von Melteig — siehe S. 131) voll von sehr hell grünlichgelben, unregelmäßigen Körnchen von *Epidot*; an anderen Stellen füllen derartigen Aggregate von Epidotkörnchen fast allein die Zwischenräume zwischen den Einsprenglingen. Schließlich findet sich nicht ganz spärlich zwischen diesen eine farblose Mesostasis von *Orthoklas*, z. T. mit einer äußerst feinen Mikroklinstruktur. Der Orthoklas ist bisweilen in deutlichen Tafeln, die (z. T. in fächerförmigen Büscheln) mehrere beisammen liegen, ausgebildet, öfters besteht aber die Mesostasis desselben aus einzelnen größeren Individuen. An einer Stelle war eine *winzige rektanguläre Nephelinpseudomorphose in der Orthoklasmesostasis eingeschlossen*, an einer anderen Stelle fanden sich zwei ganz kleine *Albit*zwillinge in dieselbe hineinsteckend. Diese Rolle des Orthoklases als *eine spät auskrystallisierte verhältnismäßig grobkörnige Mesostasis* zwischen Pyroxeneinsprenglingen erinnert an den Sannait. Als späte Ausfüllung tritt endlich auch ganz sparsam *Kalkspat* auf. *Baryt* muß wahrscheinlich nach der chemischen Analyse des Gesteins in geringer Menge vorhanden sein, wurde aber in den Dünnschliffen nicht beobachtet. Der *Biotit* ist, wie gewöhnlich in den Damkjerniten, makroskopisch bronzefarbig, in Dünnschliffen tief rotbraun, bisweilen fast rubinrot in basischen Lamellen, hell rötlichgelb in senkrechten Schnitten. Die Tafeln zeigten sich in konvergentem Licht scheinbar absolut einachsig. U. d. M. sieht man, daß die kleineren Tafeln oft resorbiert scheinen, mit tiefen Einbuchtungen; sie sind auch gewöhnlich mit einer ganz schmalen sehr tief dunkelbraunen, fast undurchsichtigen Randzone versehen (siehe Figur 39).

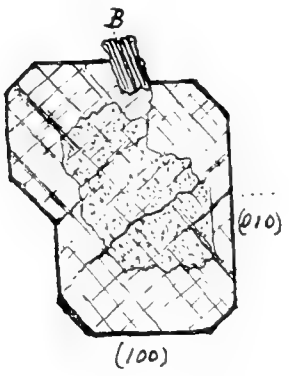


Fig. 40. Vergr. $^{10}/_{1}$.
Querschnitt eines Pyroxeneinsprenglings mit Randzone von Titanpyroxen und Kern eines bläulichgrünen Pyroxens.
B = Biotittafel.

Die etwas größeren *Pyroxenkörner* sind in Dünnschliffen häufig recht kräftig violett gefärbt (Titanpyroxen), zeigen auch häufig einen sehr unregelmäßig abgegrenzten Kern von abweichender Beschaffenheit, ziemlich stark pleochrotisch. In Querschnitten zeigten sich die parallel zur b-Achse dieses Kerns schwingenden Strahlen mit gelblichgrüner, die in der Symmetrieebene schwingenden mit kräftig bläulichgrüner Farbe absorbiert Die Absorption des Randpyroxens ist für dieselben Richtungen hell rötlichgelb, resp. kräftig rötlich violett. Der Kern muß deshalb wahrscheinlich ein wenig Ägirinsilikat enthalten, was auch aus dem größeren Winkel von c : c in Schnitten nach \010\ hervorgeht.

Die *chemische* Zusammensetzung des Gesteins wurde durch die folgende Analyse (von Herrn L. THOMASSEN) ermittelt:

SiO_2	39.31	0.6508		
TiO_2	3.25	0.0406		
Al_2O_3	15.68	0.1599		
Fe_2O_3	3.63	0.0227		
FeO	7.26	0.1008		
MnO	0.21	0.0030	0.3090	
MgO	8.21	0.2052		
CaO	12.50	0.2232		
BaO	0.42	0.0028		
Na_2O	0.35	0.0056	0.0580	
K_2O	4.93	0.0524		
H_2O	— 110° (0.13)			
	+ » 1.65	0.0917		
P_2O_5	0.52	0.0037		
CO_2	1.20	0.0273		
F	0.11	0.0058		
S	0.20	0.0062		
SO_3	0.22	0.0028		
	99.78			
	— 0.13			
	99.65			

Da die Zusammensetzung der meisten beobachteten Mineralien des Gesteins außer derjenigen des Pyroxens als ziemlich genügend bekannt angesehen werden konnte, wurde die folgende Berechnung versucht (siehe Tabelle Seite 304).

Die berechnete Zusammensetzung des Biotits ist nahezu mit der Analyse des Biotits aus dem Damkjernit des Ganges NNO von Damkjern (I a) übereinstimmend, und da die Zusammensetzungen der übrigen Mineralien abgesehen von derjenigen des Pyroxens als ziemlich normal angesehen werden dürfen, sollte diese letztere, welche — nach Berechnung aller anderen Mineralien — den übriggebliebenen *Rest* repräsentiert, auch nicht allzu sehr von der wirklichen abweichen. Auffallend ist allerdings dabei der im Verhältnis zum MgO-Gehalt hohe Gehalt an (Fe, Mn)O. Derartige Pyroxene sind doch auch aus anderen Gebieten von Alkaligesteinen bekannt. Zum Vergleich ist (unter II a) die Analyse von MANN eines Pyroxens aus Leucitophyr vom Burgberg bei Rieden, Laacher See (Neu. Jahrb. für Min. etc. 1884, II, S. 199) nebenbei angeführt; diese Analyse zeigt einen höheren Gehalt an Ägirinsilikat und führt entsprechend mehr Fe_2O_3 und Na_2O, ist aber sonst recht gut übereinstimmend.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO & MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	$+H_2O$	P_2O_5	CO_2	F	S	SO_3	$-O$	
Apatit	—	—	—	—	—	—	0.69	—	—	—	—	0.52	—	0 05	—	—	— 0.02	1.24
Titanit	0.68	0.90	—	—	—	—	0.63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.21
Titanomagnetit	—	0.82	—	2.14	1.70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.66
Eisenkies	—	—	—	0.25	—	—	—	—	—	—	—	—		—	0.20	—	0.08	0.37
Pyroxen	15.41	0 52	1.78	0.57	4.00	2.33	7.35	—	0.24	0.01	—	—	—		—	—	—	32.21
Biotit	8.75	1.01	4.41	0.12	1.67	4 49	0.24	—	0.02	2.50	0.37	—	—	0 06	—	—	—	23.64
Muscovit	5.74	—	4.84	—	—	—	—	—	0.09	1.35	0.57	—	—	—	—	—	—	12.59
Chlorit	1.27	—	0.98	0 07	0.10	1.39	—	—	—	—	0.54	—	—	—	—	—	—	4.35
Epidot	3 33	—	2.51	0 48	—	—	2.06	—	—	—	0.17	—	—	—	—	—	—	8.55
Orthoklas	4.13	—	1.16	—	—	—	—	—	—	1 07	—	—	—		—	—	—	6.36
Kalkspat	—	—	—	—	—	—	1.53	—	—	—	—	—	1.20	—	—	—	—	2.73
Baryt	—	—	—	—	—	—	—	0.42	—	—	—	—	—	—	—	0.22	—	0.64
O für F und S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10
	39.31	3.25	15 68	3 63	7.47	8.21	12.50	0.42	0.35	4.93	1.65	0.52	1.20	0.11	0.20	0.22		99.65

Die Zusammensetzungen des Biotits (I) und die Durchschnittszusammensetzung der Pyroxene (II) sind dabei berechnet zu:

	Biotit (I)	(Biotit I a)	Pyroxen (II)	Pyroxen (II a)
SiO_2	37.02	36.52	47.83	46.47
TiO_2	4.23	4.18	1.61	0.73
Al_2O_3	18.66	18.34	5.52	4.28
Fe_2O_3	0.51	0.51	1.77	5.95
(Fe, Mn)O	7.07	6.94	12.42	12.17
MgO	18.99	18.66	7.23	7.24
(Ca,Ba)O	1.02	1.66	22.85	19.23
Na_2O	0.09	0.04	0.74	2.61
K_2O	10.58	10.42	0.03	0.74
H_2O	1.57	− 1.10 + 1 00	—	—
F	0.26	0.13	—	—
	100.00	99.60	100.00	99.42

Die oben berechnete Zusammensetzung des Damkjernits aus dem großen Block von Melteig wäre somit ungefähr die folgende:

Apatit	1.24	8.48
Titanomagnetit	4.66	
Eisenkies	0.37	
Titanit	2.21	
Pyroxen	32.21	55.85
Biotit	23.64	

Zwischenmasse:

Muscovit 12.59	nach Nephelin	16.94	34.58
Chlorit 4.35			
Epidot		8.55	
Orthoklas		6.36	
Kalkspat		2.73	
Baryt		0.64	
		99.55	

In dem oben beschriebenen großen Block von Melteig fanden sich recht zahlreiche aus der Tiefe mitgerissene fremde Bruchstücke, namentlich von Gesteinen des Grundgebirges, wesentlich von Granit, seltener auch von Amphibolit. Die u. d. M. untersuchten Dünnschliffe dieser Gesteine zeigten sich ziemlich wenig geändert. Diese Bruchstücke sind z. T. mehr als faustgroß und sind bisweilen an den Ecken abgerundet. Von anderen Einschlüssen fremder Gesteine wurde auch ein kleines scharfeckiges Bruchstück eines weißen Gesteins, mit dünnen, grünschwarzen Nadeln mitgebracht. U. d. M. zeigt sich dasselbe bestehend aus rektangulären Tafeln von *Orthoklas*, z. T. in fächerförmigen Büscheln, wenigstens 75 bis 80 % des Gesteins; die schwarzen Nadeln bestehen aus *Ägirindiopsid* (pleochroitisch mit grüner und gelber Absorptionsfarbe, $c : c = $ ca. 60^0), höchstens 20—25 %; endlich ein wenig Titanit, Apatit und sekundär abgesetzter Kalkspat. Außerdem nur geringe Spuren von rektangulären, aus einem feinstrahligen Mineral (einem Zeolith?) bestehenden Pseudomorphosen (nach Nephelin?). Das Gestein ist somit am nächsten eine Varietät von *Sölvsbergit*, aller Wahrscheinlichkeit nach genetisch mit den Feniten des Fengebietes verwandt.

Damkjernit aus dem grossen Gang südlich vom neuen Bethaus, S. von der grossen Landstrasse.

Dieser große Gang bildet in einer Länge von ca. 120 M. einen kleinen 25 bis 30 M. breiten, aufragenden, fast N—S streichenden Rücken, im Rauhaugit des Rauhauggebietes aufsetzend. Makroskopisch ist das Gestein

dem oben beschriebenen Damkjernit von Melteig sehr ähnlich, mit zahlreichen, öfters 2 bis 3 Cm. großen Einsprenglingen von bronzebraunem *Biotit* in einer dunklen, feinkörnigen Grundmasse; die Biotiteinsprenglinge sind unter sich und auch der Ganggrenze subparallel angeordnet und repräsentieren somit deutlich eine fluidale Struktur des Gesteins. U. d. M. sieht man außer den zahlreichen größeren und kleineren Einsprenglingen des immer sehr frischen Biotits auch noch massenhaft dicht angehäufte kleine, idiomorphe Krystalle von *Pyroxen*; diese sind zum großen Teil noch ganz unzersetzt, in durchfallendem Licht schwach grünlich gefärbt und mit etwas dunkler gefärbtem Rand, samt bisweilen mit ganz untergeordneter brauner, *barkevikitischer Hornblende* orientiert verwachsen. Zum Teil sind diese kleinen Pyroxenkrystalle aber vollständig in Kalkspat pseudomorphosiert. Man kann diese Umwandlung in Kalkspat durch alle Stadien verfolgen; sie fängt von zahlreichen Spaltenrissen an, ist häufig von Absetzen feiner grüner Biotitschuppen und Chlorits an den Spaltenrissen begleitet, deren Maschennetz schließlich mit Kalkspat gefüllt ist. Häufig bestehen diese Pseudomorphosen aber ausschließlich aus körnigem Kalkspat und sind dann nur durch ihre äußere Umgrenzung zu erkennen. Außer Biotit und Pyroxen finden sich auch in zahlreicher Menge kleine Körner von *Magnetit*, und sehr sparsam *Apatit*. Die Zwischenmasse besteht ganz vorherrschend aus Kalkspat, welcher aller Wahrscheinlichkeit nach teils primär, teils von sekundärer Bildung ist.

Die ganze Masse dieses großen Ganges ist voll von *Bruchstücken mitgeschleppter fremder Gesteine*, meistens *Granit*, *Amphibolit* etc. aus dem Grundgebirge; unter den mitgebrachten Proben ist auch ein Bruchstück von einem aus vorherrschendem, dünntafeligem Mikroperthit mit reingrünem Ägirindiopsid samt ein wenig Biotit, Magnetit und Apatit bestehenden Ganggestein, einem *Sölvsbergit* ähnlichen Gestein (vielleicht aus der Ganggefolgschaft der Fenite des Fengebietes?).

Damkjernit aus einem in der 3. Tiefenetage der Fengruben anstehenden Gang.

Von dieser Lokalität findet sich eine kleine Stufe (aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts) in der Gesteinssamlung des geologischen Museums des Universität. Ein Dünnschliff derselben zeigte u. d. M. die folgende Zusammensetzung: kleine abgerundete knollenförmige, endogene Einschlüsse von ursprünglichen *Olivinknollen* (aus körnigem, vollständig in farblosen, faserigen *Serpentin* — mit ein wenig Magnetit an netzförmigen Spalten — umgewandeltem *Olivin*, mit farblosem oder schwach gelblichem

Pyroxen zwischen den Körnern desselben bestehend). Diese kleinen Knollen, welche eine Größe von bis 8 × 3 Mm. erreichen, entsprechen den Olivin-Diopsidknollen des Damkjernits am großen Gang NNO von Damkjern; im Gestein aus den Fengruben sind sie aber viel kleiner und nur recht sparsam vorhanden. Als ordinäre Ausscheidungen finden sich kleine, hübsch idiomorphe Krystalle von in durchfallendem Lichte farblosem bis hell gelb gefärbtem *Pyroxen* ({110} · {100}), bisweilen in Zwillingen nach {100}, bis 3 Millimeter lang, 1 Mm. dick, in großer Masse dicht zusammen angehäuft; $c : c = 40$ bis 42^0. Diese kleinen Pyroxenkrystalle sind meistens sehr frisch, z. T. aber vollständig in Kalkspat pseudomorphosiert. Zwischen denselben eingekeilt finden sich teils kleine Tafeln von dem gewöhnlichen, stark pleochroitischen (tief rotbraun-hellgelben) *Biotit*, teils zahlreiche $^1/_2$ bis $^3/_4$ Mm. lange Prismen von tiefbraunem *Barkevikit* ($c : c =$ ca. 15^0) samt ferner kleine Körnchen von *Magnetit* und lange, dünne Prismen von *Apatit* in großer Anzahl. Die Mesostasis aller dieser Mineralien besteht ganz vorherrschend aus Kalkspat, fleckweise mit geringer Einmischung von feinschuppigem Muscovit und Chlorit nach *Nephelin*, mit Spuren von Titanit. Die prozentische Zusammensetzung dieses dunklen, feinkörnigen Gesteins schätzte ich zu: Olivinknollen ca. 5 %, Apatit ca. 4 %, Magnetit ca. 8 %, Barkevikit ca. 12 %, Biotit ca. 10 %, Pyroxen ca. 45 bis 50 %, Mesostasis von Kalkspat, Muscovit etc. ca. 15 %.

Eine zweite, alte Stufe aus der Fengrube im geologischen Museum der Universität (mit der Etikette »Lattengang aus der Nähe des Laboratoriums, Fen Grube«) zeigt makroskopisch in einer dunkelgrauen, feinkörnigen Grundmasse sparsame, 2 bis 4 Mm. große, tafelförmige Einsprenglinge von frischem, rotbraunem *Biotit*, welcher sich u. d. M. auffallend wenig pleochroitisch erwies (Mn-haltig?). U. d. M. ferner außerordentlich zahlreiche, vollständig in Kalkspat pseudomorphosierte, idiomorphe Kryställchen von *Pyroxen*, schätzungsweise wenigstens 40 % des Gesteins betragend. Um diese herum schmiegen sich zahlreiche kleine, meistens in isotropen Chlorit umgewandelte, winzige Tafeln (ca. 0.5 Mm. lang, 0.03 Mm. dick) von *Biotit*, und Massen von *Magnetitkörnchen* in einer Mesostasis von *Kalkspat*.

Vorkommnisse von stärker zersetztem Damkjernit im Fengebiet.

Oben wurde von den hier als »Damkjernite« zusammengefaßten Gesteinen eine Anzahl Vorkommen beschrieben, bei welchen dieselben noch meistens ziemlich frisch und unzersetzt erhalten sind. An allen übrigen untersuchten Vorkommen sind, nach der Untersuchung der mitgebrachten Proben derselben zu urteilen, ihr Gestein mehr oder weniger durchgreifend

zersezt. Es können dabei einige charakteristische Hauptzüge ihrer Umwandlung als für alle gemeinsam festgestellt werden, die aus der folgenden Beschreibung einiger Beispiele hervorgehen werden.

Aus der Karte über das Fengebiet sieht man, daß eine Reihe der größten Durchbrüche von Damkjernit eben längs der Südgrenze desselben auftritt: N. von Hâtvet (bei 112 auf der Karte), in Lövâskollen, im Südostabhang von Nigarskâsa, am Südostfuß von Rauhaug (und außerdem noch eine Anzahl kleinerer Vorkommen längs der Südgrenze: etwa 350 M. ung. SO von Melteig, ca. 150 M. SSO von Juvet, ferner an mehreren auf der Karte nicht angegebenen Stellen im Walde zwischen Hâtvet und Juvet, zwischen dem Hâtvetbach und dem Damkjernbach, an mehreren Stellen zwischen Björndalen und Skâlâs, (z. B. nahe bei Brattskott), zwischen Skâlâs und Brillekâshögda etc. Einige wenige Beispiele dieser Vorkommen sollen kurz erwähnt werden.

Das Gestein der niedrigen Höhe N. von Hâtvet

zeigt makroskopisch zahlreiche bis 3 Cm. große, meistens doch kleinere, subparallele Einsprenglinge des gewöhnlichen bronzebraunen *Biotits* in einer feinkörnigen, grünlichschwarzen Grundmasse. U. d. M. sieht man zahlreiche kleine Pseudomorphosen (von Kalkspat mit ein wenig Chlorit und Magnetit) nach *Pyroxen*, ferner in großer Anzahl kleine Tafeln und Schuppen von *Biotit* (nur selten noch braun gefärbt, gewöhnlich grünlich abgefärbt, häufig vollständig chloritisiert), daneben massenhaft Körnchen von *Magnetit* in einer Mesostasis von Kalkspat, teils in größeren einheitlichen, wahrscheinlich primären Körnern, teils sehr kleinkörnig, mit Chlorit und Magnetitstaub erfüllt und wahrscheinlich sekundärer Entstehung. Vereinzelte recht große, deutlich resorbierte Körner von *Apatit* liegen in dieser Grundmasse zerstreut. Das Gestein ist abgesehen von den größeren, meistens vollkommen frischen Biotiteinsprenglingen sehr stark, namentlich durch Karbonatisierung zersetzt. Fremde Bruchstücke, teils von Grundgebirgsgranit, teils auch von typischem *Sövit* (in häufig faustgroßen bis kopfgroßen abgerundeten Knollen) etc. sind stellenweise reichlich im Gestein zerstreut.

Die Gesteine vom *SO-Abhang von Nigarskâsa*, wie vom SO-Fuß von Rauhaug sind ziemlich nahe mit dem Gestein der Höhe N. von Hâtvet übereinstimmend.

Dasselbe gilt auch den übrigen oben erwähnten Vorkommen längs der Südgrenze des Fengebietes. *An allen ist der bronzefarbige Biotit der größeren Einsprenglinge noch meistens vollkommen unzersetzt; an allen sind zahlreiche, kleine Pyroxenprismen, die mehr oder weniger vollständig karbonatisiert* sind (z. T. unter gleichzeitiger Bildung von Chlorit und Magnetit),

vorhanden gewesen, meistens mit zahlreichen, winzigen Biotitschuppen, die auch fast durchgehends grünlich abgefärbt, z. T. vollständig chloritisiert sind, samt auch mit Magnetitkörnchen in reichlicher Menge gemischt, in einer Mesostasis von Kalkspat oder Kalkspat und Chlorit. Auch die großen resorbierten Apatitkörner fehlen selten. Mitgerissene fremde Einschlüsse sind ebenfalls häufig; Knollen von Sövit, reich an Apatit, mit Manganophyll etc. sind notiert von mehreren Vorkommen, ebenso (aus Vorkommen im Walde etwa SW von Juvet) Knollen von Albit-Calcitfels, und von einem in Muscovitfels umgewandelten Nephelingestein etc.

Während an den oben erwähnten Vorkommen der Biotit der größeren Einsprenglinge noch meistens vollkommen unzersetzt ist, selbst wenn die kleinen Pyroxenprismen vollständig karbonatisiert sind, ist an anderen Vorkommen (in der Regel ganz kleinen Gangvorkommnissen) bei weiter fortgeschrittener Zersetzung auch der Biotit der Einsprenglinge mehr oder weniger stark zersetzt. Als Beispiel soll die Zersetzung des Biotits in

Damkjernit aus dem Vorkommen nahe bei der Eisenerzgrube S. von dem südlichsten der Fen-Höfe erwähnt werden.

Makroskopisch enthällt das Gestein zahlreiche Einsprenglinge von Biotit, bisweilen 3 à 4 Cm. groß. Diese sind teils noch frisch, von der gewöhnliche Bronzefarbe, u. d. M. pleochroitisch mit rubinroter und hellgelber Farbe; die meisten derselben sind aber grün, mehr oder weniger chloritisiert. Die Umwandlung derselben ist übrigens selbst bei nahe zusammen liegenden Individuen oft sehr ungleichmäßig fortgeschritten. Beispielsweise sind, in der beigefügten Figur 41 (S. 310) 5 ganz kleine Biotittafeln in verschiedenen Umwandlungsstufen dargestellt.

Man bemerkt zuerst, daß die Umrisse dieser Einsprenglinge durch Resorption abgerundet sind. No. 1 ist noch verhältnismäßig wenig zersetzt, frisch rotbraun durchsichtig außer unten rechts, wo er grünlich abgefärbt ist; die keilförmige Spalte ist mit Kalkspat, Quarz und Magnetit gefüllt. No. 4 ist viel mehr umgewandelt, im größeren, oberen Teil in grünen, sehr schwach doppelbrechenden Chlorit, im unteren Teil in Kalkspat. No. 2 zeigt unten rechts noch den lamellaren Bau eines chloritisierten Biotits, unten links ist derselbe vollständig in fast isotropen Chlorit umgewandelt; die obere Hälfte besteht im linken Teil aus Kalkspat (worin ein kleiner Apatitkrystall), in der Mitte oben am Rande ist die Biotitsubstanz von neugebildeten Quarz ersetzt, oben rechts grenzt dazu zuerst Chlorit, dann chloritisierter Biotit. No. 3 stellt ein fast vollständig in körnigem Kalkspat pseudomorphosiertes Biotitindividuum dar, bei welchem nur unbedeutende Reste desselben als dünne aufgespaltene, grüne Biotitlamellen übrig geblieben

sind. Unten links von No. 2 ist die umgebende Grundmasse voll von feinem Magnetitstaub, der derartig angehäuft ist, daß man den Eindruck bekommt, daß er einen übrig gebliebenen letzten Rest der unteren Ecke des Biotitkorns repräsentiert. Auch die Pyroxenkrystalle dieses Gesteins sind, wie gewöhnlich vollständig zersetzt; bei ausgezeichneter Erhaltung der äußeren idiomorphen Begrenzung ({100} · {010} · {110}) durch eine dünne Chlorithaut ist die Pyroxensubstanz selbst ersetzt durch ein Gemenge von Kalkspat,

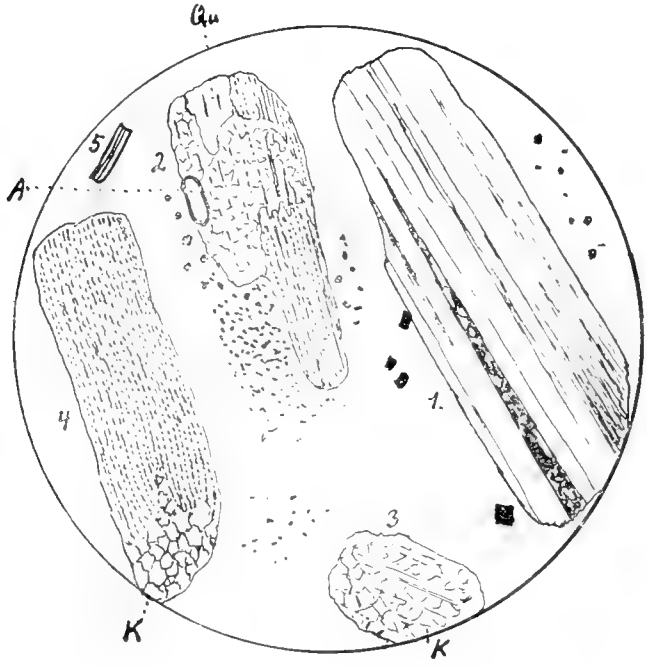


Fig. 41. Vergr. ca. $^{12}/_{1}$.
Biotiteinsprenglinge in Damkjernit S. vom Fen-Hofe.

feinkörnigem Quarz und Chlorit mit winzigen Epidotkörnchen. Die Glimmerpseudomorphosen und die Pyroxenpseudomorphosen liegen in einer sehr feinkörnigen Grundmasse von Karbonaten, gemischt mit vollkommen isotropem Chlorit, und ein wenig Quarz; wo der Chlorit ein wenig größere Felder bildet, sind in denselben winzige Körnchen von verschiedenen Titanverbindungen ausgeschieden, meistens von Anatas und Titanit, seltener auch von Rutil. Größere gelbrote Flecken von fnockigem Eisenoxydhydrat sind ungleichmäßig verteilt.

Stark zersetzt sind die Damkjernite an mehreren

Vorkommen im zentralen Teil des Fengebietes.

Unmittelbar NW vom Hofe *Rauhaug* findet sich ein derartiges Vorkommen, dessen Gestein makroskopisch größere, grünschwarze Biotittafeln

zeigt in einer dichten, dunklen Grundmasse. U. d. M. sieht man, daß die Biotiteinsprenglinge vollständig in grünen Chlorit mit Magnetit und Kalkspat zersetzt sind, und daß die Grundmasse nur aus einem innigen Gemenge von Karbonaten mit Chlorit und Magnetit besteht. Die genannten Einsprenglinge fließen ohne scharfe Grenzen in die Grundmasse aus, und von anderen früher wahrscheinlich vorhanden gewesenen Mineralien (Pyroxen etc.) ist keine Spur mehr zu erkennen.

Unmittelbar östlich von dem östlichsten der *Tufa*-Hügel (ca. 250 Meter NNW vom Hofe Rauhaug) finden sich mehrere kleine Gangvorkommen von Damkjernit mit noch recht frischen, bis 1 Cm. großen Einsprenglingen von *Biotit*, und sparsamer auch mit kleinen Einsprenglingen von *Pyroxen*, die letzteren vollständig zersetzt in Kalkspat mit ein wenig Chlorit und Magnetit; die Grundmasse besteht aus schmutzig grünem, feinschuppigem Biotit und Magnetit in einer mit Kalkspat [illegible] ganz gemengten Masse von isotropem, grünem Chlorit.

Ein nahe übereinstimmendes Vorkommen von zersetztem Damkjernit findet sich ca. 250 M. weiter westlich am Hofe *Mellem-Tufa*. Auch hier führt das Gestein zahlreiche recht frische, grünbraune Tafeln von *Biotit*, meistens klein (bis 1 Cm.), zusammen mit zahlreichen kleinen, vollständig in Kalkspat pseudomorphosierten Prismen von *Pyroxen*, in einer Grundmasse mit zahlreichen, meistens chloritisierten, grünen Biotitschuppen in einem Gemenge von Kalkspat und [illegible].

An diesen beiden Vorkommen bei Ø-Tufa und Mellem-Tufa sind die Biotiteinsprenglinge zwar noch ziemlich frisch, pleochroitisch mit der gewöhnlichen rotbraunen und hellgelben Farbe. Bei der durchgreifenden Umwandlung des Gesteins sind sie aber dennoch nicht unberührt geblieben. Ihre Tafeln sind nämlich sehr häufig längs den basischen Spaltungsflächen auseinander gesprengt, und dabei dünne Lamellen von Magnetit und dicke Keile und Linsen von Quarz in reichliche Menge abgesetzt. Diese Neubildungen sind von mechanischen Wirkungen begleitet gewesen, wodurch die Biotittafeln häufig stark gebogen und nicht nur parallel der basischen Spaltfläche, sondern auch durch von Quarz gefüllte Querspalten zersprengt sind (siehe Figur 12, S. 312).

Die Damkjernitvorkommen längs der Mundingen zu Engsbuen.

auf der Strecke zwischen der Sivebucht und der Grutenbucht sind innerhalb derselben zeigen alle stark zersetzte Gesteine. Die Vorkommen in dem Tälchen des Sivebachs, OSO von Sive, zeigen zwar die gewöhnlichen rotbraunen Biotiteinsprenglinge recht frisch erhalten, die zahlreichen kleinen Pyroxenprismen sind aber schon vollständig [illegible]. In der

Grundmasse finden sich hier auch kleine Knollen von u. d. M. farblosem Serpentin, wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Olivin. Die Biotiteinsprenglinge sind in diesem Gestein selten mehr als 4 bis 5 Mm. groß. —

Im innersten Teil der Torsnesbucht findet sich ein kleiner Felsen (das Vorkommen ist nicht auf der Karte als Damkjernit angegeben) eines Damkjernits mit meistens ganz kleinen, nur wenige Mm. großen Einsprenglingen von frischem, rotbraunem Biotit, in einer Grundmasse von Karbonaten mit winzigen braunen Biotitschuppen und Magnetitstaub. Die wie gewöhnlich zahlreichen kleinen idiomorphen Pyroxenkrystalle sind hier zum großen Teil in winzige (0.01 Mm. große) Biotitschuppen mit Kalkspat und Magnetitstaub pseudomorphosiert; diese Biotitschuppen sind meistens mit ihrer Tafelebene der c-Achse des Pyroxens parallel angeordnet. Lokal finden sich in der Grundmasse auch Aggregate von Apatitkörnern, in bedeutender Anzahl zusammen. Dasselbe Gestein steht auch in der SO-Ecke der Torsnesbucht an; die kleinen, bronzefarbigen Blotiteinsprenglinge zeigen hier öfters parallel orientierte winzige Einschlüsse von sechseckigen, ca. 0.01 Mm. großen, Täfelchen von rubinrot durchscheinendem *Eisenglimmer*. In diesem Gestein finden sich lokal auch kleine (3 Mm. große) knollenförmige Einschlüsse von farblosem, feinfaserigem Serpentin, wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Olivin. —

Fig. 42. Vergr. $^{25}/_{1}$. Biotiteinsprengling mit Neubildung von Magnetit (schwarz) und Quarz (punktiert) auf Spalten; aus Damkjernit von Mellem-Tufte.

An einem Vorkommen »N. von Storgruben«, Fen, ist das Gestein, wie dasjenige von der Torsnesbucht recht reich an kleinen bronzefarbigen Biotiteinsprenglingen, abgesehen von diesen aber nur aus einer mit *Staub von Roteisenerz* und *Chlorit* imprägnierten Karbonatmasse bestehend, und somit makroskopisch scheinbar in das umgebende, als »*Rödberg*« bezeichnete Gestein übergehend. Bisweilen sind in derartigen aus Damkjernit entstandenem »Rödberg« die ursprünglichen, größeren Biotiteinsprenglinge in dünne Platten von Chlorit umgewandelt.

Aus der obenstehenden Übersicht über die verschiedenen Vorkommen mehr oder weniger durchgreifend zersetzter Damkjernite des Fengebietes ergibt sich, daß die sehr charakteristischen bronzebraunen *Biotiteinsprenglinge* dieser Gesteine im Vergleich mit den übrigen Mineralien derselben der Zersetzung gegenüber auffallend widerstandsfähig gewesen sind, indem

sie in vielen Fällen selbst bei im übrigen sehr stark zersetzten Gesteinen dennoch ganz frisch erhalten sind; selbst die sonst so häufige Umwandlung des Biotits in Chlorit scheint bei den Damkjerniten verhältnismäßig wenig verbreitet und hat gewöhnlich nur die kleinen Biotittafeln der Grundmasse betroffen.

In schroffem Gegensatz zu dieser großen Erhaltungsfähigkeit der Biotiteinsprenglinge sind die kleinen *Pyroxenkrystalle* der Grundmasse, welche bei den meisten Damkjerniten bei weitem vorherrschend sind, fast durchgehends stark und sehr häufig vollständig zersetzt, und dann namentlich durch und durch in Kalkspat pseudomorphosiert, seltener in Kalkspat mit untergeordnetem Chlorit (und Magnetit) umgewandelt.

Bei sehr durchgreifender Zersetzung des Gesteins sind schließlich fast alle Mineralien desselben (ausgenommen der Magnetit und der Apatit), so auch der Biotit wenigstens zum Teil *karbonatisiert*, so daß schließlich hauptsächlich nur eine feinkörnige Masse aus Kalkspat, Chlorit und Magnetitstaub (z. T. mit untergeordneter Beimischung von ein wenig Quarz, sekundären Titanmineralien, Epidotkörnern etc.) übrig geblieben ist.

Die idiomorphe Umgrenzung der Pyroxenkrystalle und der Biotittafeln kann dabei in ihren Kalkspatpseudomorphosen erhalten sein oder auch diese kann schließlich ausgewischt sein. In dem oft sehr feinkörnigen, von dem ganz vorherrschendem Karbonat beherrschten Gemenge sind dann wohl bisweilen auch die unbedeutenden feinschuppigen Muscovit-Chlorit-Reste des umgewandelten Nephelins verdeckt. Wenn dann dazu noch die feinkörnige Karbonatmasse schließlich mit Staub von *Roteisenerz* stark imprägniert ist, erscheint auch das endliche Umwandlungsprodukt der Damkjernite als ein »Rödberg«, welcher von einem aus anderen Gesteinen entstandenen »Rödberg« nur dann entschieden werden kann, wenn bisweilen eine Anzahl größerer subparalleler, papierdünner Chloritblättchen, als letzte Umwandlungsreste ursprünglicher Biotiteinsprenglinge, die Entstehung aus Damkjernit noch zur Not erkennen läßt.

Damkjernit aus Gang von Brånan, Bö.

Mit den noch ziemlich unzersetzten Damkjerniten des Fengebietes recht nahe übereinstimmend sind die zuerst von T. Dahll 1861 erwähnten »*Glimmerporphyre*« von Brånan etc. im Bö Kirchspiel, Telemarken, etwa 20 Km. NNW vom Fengebiete. Ausführlichere Mitteilungen über die Vorkommen dieser Gänge wurden 1910 von W. Werenskiold (l. c. oben S. 3) geliefert. Nach ihm finden sich bei Brånan (oder »Lövsæter«) drei Gänge des Gesteins, je 2 bis ca. 4 M. mächtig und etwa 100 Schritte von ein-

ander entfernt. Die Gänge streichen in der Hauptsache etwa NNW—SSO, von Slemmeli am See Vatnar, über Slotta bis Vermeli, somit in einer Länge von wenigstens ca. 5 Km. Ein vierter, wahrscheinlich verwandter, etwa 3 M. mächtiger Gang setzt in N—S-licher Richtung durch den Gneisgranit bei Hörte Mühle im Bö Kirchspiel. Alle diese Gänge streichen in der Richtung nach dem Fengebiet.

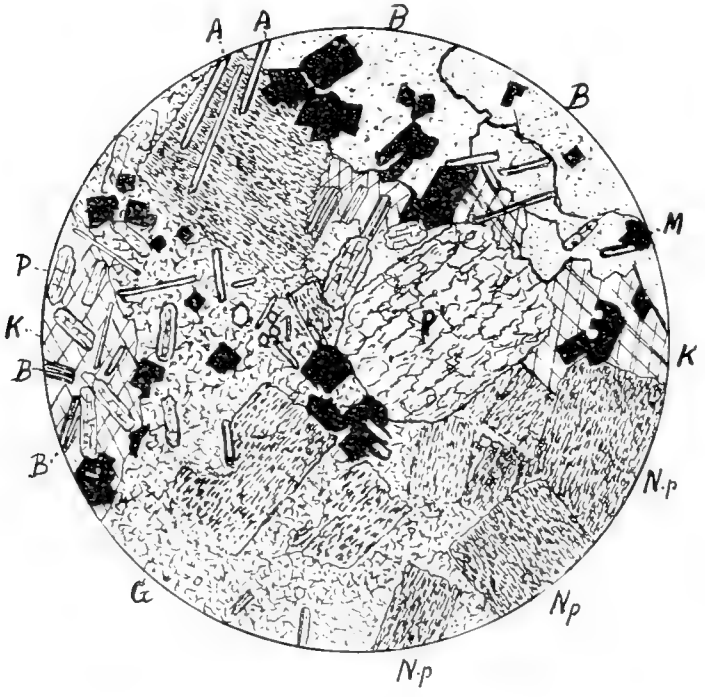


Fig. 43. Vergr. $\frac{50}{1}$.

Muscovit-Chloritpseudomorphosen nach Nephelin (Np).

B = Biotit (Schnitte ung. ⊥ Basis, mit resorbierten Umrissen, punktiert; kleine Querschnitte parallel gestrichen); A = dünne Nadeln von Apatit; P = Pyroxen, kleine Prismen; P' ein größerer, schiefer Schnitt z. T. in Chlorit und Kalkspat zersetzt etwa in der Mitte; M = Magnetit (Titanomagnetit); K = Kalkspat; G = Grundmasse wesentlich aus Chlorit und Karbonat bestehend.

Die von Werenskiold mitgebrachten Stufen von Bránan zeigten nach meiner Untersuchung die folgende Zusammensetzung[1]:

Makroskopisch kann man nur zahlreiche subparallel angeordnete, oft hübsch 6-eckige schwarze bis bronzebraune Tafeln von *Biotit*, 3 bis 5, selten

[1] W. Werenskiold gab (l. c. S. 47 Anm.) folgende Beschreibung des Gesteins von Bránan: „Die mikroskopische Untersuchung zeigte, daß das Gestein sehr reich ist an Apatit in Prismen; in einer Grundmasse wesentlich aus Eisenerz, Apatit und sekundärem Kalkspat liegen größere Krystalle von Pyroxen mit deutlicher Spaltbarkeit, zonarer Struktur, Auslöschung ca. 44°, außerdem noch größere Krystalle von brauner Hornblende und stark dekomponierte Reste von Plagioklaskrystallen. Das Eisenerz ist Magnetit".

bis 8 Mm. groß, samt schwarze, selten so viel als bis 3 Mm. große Einsprenglinge von *Pyroxen* (kurze Prismen mit {100}, {110} und {010}) unterscheiden.

In der makroskopisch dunkel graugrünlichen bis grauschwarzen Grundmasse unterscheidet man u. d. M. außer den genannten größeren Einsprenglingen noch sehr zahlreiche kleine Prismen von *Pyroxen* und stellenweise reichlich kleine *Biotit*tafeln, ferner ganz dünne Nadeln von *Apatit* in großer Anzahl, samt massenhaft kleine Kryställchen von *Eisenerz* (Titanomagnetit) in einer Grundmasse, die z. T. aus grünem, isotropem *Chlorit*, z. T. aus sehr feinschuppigem, *mit grünem Chlorit gemischtem Muscovit*, z. T. auch

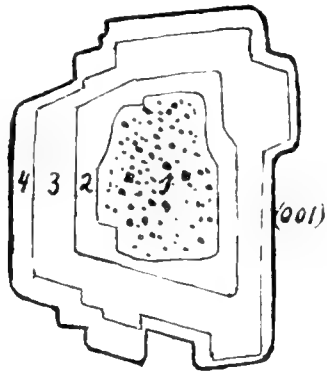


Fig. 44. Vergr. ca. $\frac{12}{1}$.

Schnitt eines *Biotiteinsprenglings*, ung. senkrecht zur Basisfläche.

Der Pleochroismus der einzelnen, scharf abgegrenzten Schalen ist sehr verschieden mit

Absorption für Strahlen:	∥ zur Spaltbarkeit;	⊥ dazu:
für den Kern, 1:	tief schwarzbraun;	hell grünlich gelb
„ „ — 2:	hell braun;	fast farblos
„ „ — 3:	gelb;	farblos
„ „ — 4:	hell reingrün;	hell bräunlich gelb

aus einem Gemenge von Chlorit und *Kalkspat* besteht. Außerdem finden sich spärlicher, und sehr ungleichmäßig verteilt, kleine Felder von Feldspat, teils *Orthoklas*, teils *Albit*, z. T. in mikroperthitischer Verwachsung.

Die Muscovit-Chlorit-Mischung zeigt bisweilen deutliche rektanguläre oder sechseckige Schnitte, die unzweifelhaft als die in den Gesteinen des Fengebietes so häufigen Pseudomorphosen nach *Nephelin* zu deuten sind (siehe Fig. 43).

Die Biotiteinsprenglinge sind teils als sechseckige Tafeln, teils als mehr tonnenförmige Krystalle ausgebildet. Sie zeigen häufig eine ausgezeichnete zonare Struktur in basischen Schnitten mit tiefbraunem Kern und hell grünlicher Randzone. Der Kern zeigt sich in konvergentem, weißem Licht zwischen gekreuzten Nikols fast absolut einachsig. Nicht selten können *mehrere* zonare Schalen um den Kern unterschieden werden; die Figur 44

zeigt nicht weniger als drei verschiedene, scharf abgegrenzte Schalen um einen älteren, zuerst deutlich etwas resorbierten Kern.

Auch die Pyroxeneinsprenglinge zeigen häufig einen zonaren Bau, mit u. d. M. graugrünem Kern ($c : c$ = ca. 45^0) und fast farblosem Rand ($c : c$ = ca. 37^0).

Werenskiold erwähnt auch Einsprenglinge von *Hornblende*; seine Proben stammten vielleicht aus einem anderen Gang, als die von mir untersuchten, da in meinen Dünnschliffen des Gesteins von Brånan keine Hornblende beobachtet wurde.

Die chemische Zusammensetzung einer der von Werenskiold eingesammelten Stufen wurde durch die folgende von L. Thomassen ausgeführte Analyse ermittelt:

SiO_2	29.16	0.4832	
TiO_2	4.15	0.0519	
Al_2O_3	10.26	0.1006	
Fe_2O_3	6.38	0.0399	
FeO	8.55	0.1187	0.3214
MnO	0.14	0.0020	
MgO	8.03	0.2007	
CaO	16.34	0.2918	
Na_2O	0.83	0.0134	
K_2O	2.72	0.0289	
H_2O	— 0.22	—	
	+ 2.05	0.1139	
P_2O_5	1.20	0.0085	
CO_2	10.24	0.2324	
F	0.10	0.0053	
S	0.33	0.0103	
	100.70		

Die oben angeführte Zusammensetzung ist das Mittel von 2 verschiedenen Analysen. Ich habe ganz vergeblich versucht dieselbe auf die durch die Untersuchung der Dünnschliffe gefundene Mineralienzusammensetzung zu berechnen. Die analysierte Probe muß aber leider bedeutend mehr zersetzt gewesen sein als andere Stufen, deren Dünnschliffe u. d. M. untersucht wurden.

Aus der ganzen obenstehenden Übersicht über die Mineralienzusammensetzung und die Strukturverhältnisse der Damkjernite erhellt, daß ihr *Typus* durch folgende Zusammensetzung charakterisiert ist:

Größere oder kleinere tafelförmige *Einsprenglinge* von bronzefarbigem, scheinbar einachsigem *Biotit*, gewöhnlich in reichlicher Anzahl.

Eine *Grundmasse*, worin meistens sehr zahlreiche kleine, idiomorphe Krystalle von *Pyroxen*, und in der Regel auch kleine (meistens hellgrüne) *Biotit*tafeln, samt Körnchen von *Magnetit* in großer Anzahl; ganz untergeordnet sind nach diesen Mineralien öfters auch *Nephelin* (immer in einen Filz von feinschuppigem Muscovit mit Chlorit pseudomorphosiert), und nach diesem ein wenig *Orthoklas* abgesetzt. Die oben genannten Mineralien sind in der Regel schließlich alle in einer mehr oder weniger reichlichen Mesostasis von *Kalkspat* als letzter Erstarrungsrest des Magmas eingebettet.

Rein akzessorisch findet sich öfters auch *Apatit* (wenn reichlich gern in dünnen Nadeln, seltener in größeren, dicken, resorbierten Körnern), selten auch *Titanit*, und *Perowskit*. *Barkevikit* tritt nur sehr selten als primäres Mineral in der Grundmasse der Damkjernite auf; auch grüne Hornblende ist nur ausnahmsweise in nennenswerter Menge in der Grundmasse der Damkjernite vorhanden.

Größere Einsprenglinge von Pyroxen und Barkevikit gehören ebenso wenig wie solche von Olivin und Enstatit zu der Mineraliengesellschaft der *typischen* Damkjernite.

Nach der verschiedenen Größe und Häufigkeit der makroskopisch hervortretenden Biotiteinsprenglinge ist der Typus der Damkjernite recht abwechselnd, bald durch sehr zahlreiche, dicht beisammen liegende, große subparallele Biotittafeln (Block von Melteig, Gang vom alten Fen-Bethaus, Stock SO von Rauhaug etc.) ausgezeichnet, bald mit kleinen, nur wenige Mm. großen, z. B. auch weniger zahlreichen Biotittafeln, so daß die reichliche, feinkörnige Grundmasse den Typus ganz vorherrschend bestimmt (Gang Brånan, Vorkommen an der Torsnesbucht etc.).

Das zuerst untersuchte Vorkommen von Damkjernit (aus dem Gang NNO von Damkjern, woher auch der Name) ist durch seine *große Menge von endogenen Einschlüssen und älteren Einsprenglingen* (von Olivin und Barkevikit, sowie mehr untergeordnet von Enstatit, Diopsid und Titanpyroxen) sowohl durch seine Mineralienzusammensetzung und Struktur, als auch in chemischer Beziehung von dem herrschenden Gesteinstypus der zahlreichen anderen Vorkommen von Damkjerniten stark abweichend. *Diese letzteren sind deshalb die typischen Damkjernite.* Die endogenen Einschlüsse und die älteren Einsprenglinge im Damkjernit vom Damkjerngang repräsentieren nur ältere Ausscheidungen des Magmas, aus dem das eigentliche Damkjernitmagma abgespaltet wurde.

Es ist deshalb völlig berechtigt zum Vergleich mit den typischen normalen Damkjerniten von den genannten endogenen Einschlüssen und älteren

Einsprenglingen im Gestein des Damkjernganges wegzusehen, *und erst den (nach Abzug des denselben entsprechenden Teils der chemischen Zusammensetzung erhaltenen) Rest der Analyse mit den Analysen der normalen Damkjernite zu vergleichen,* wie es auch oben versucht wurde.

Die Beziehungen des Sannaits von Ormen zu den Damkjerniten.

Die durch die oben vorgelegten Resultate der Untersuchung der Damkjernite gewonnene nähere Kenntnis zu diesen Gesteinen nötigt auch zu einer Revision der S. 186—189 versuchten Auffassung des *Sannaits*[1].

Es ist nach der Untersuchung einer größeren Anzahl von Damkjerniten festgestellt, daß *der hohe MgO-Gehalt* des zuerst untersuchten Vorkommens desselben wesentlich auf einen reichlichen Gehalt an *Olivin in endogenen Einschlüssen* desselben zu beziehen ist, *welche in den allermeisten typischen Damkjerniten fehlen,* und daß derselbe deshalb keinen wesentlichen Unterschied zwischen dem Damkjernit und dem Sannait bezeichnet. Die Zusammensetzung der *Grundmasse* der typischen Damkjernite (mit dem vorherrschenden Gehalt von *kleinen,* zahlreichen idiomorphen *Pyroxen*krystallen, dem sehr häufigen kleinen Gehalt an *Nephelin*pseudomorphosen und *Orthoklas,* und schließlich an *Kalkspat* als »Restbestandteil«) beweist ferner, daß sowohl die Mineralienzusammensetzung als die chemische Zusammensetzung derselben zu denjenigen des Sannaits offenbar ganz nahe Verwandtschaftsbeziehungen besitzen. Die im Sannait so allgemeinen bruchstückartigen

[1] Als der oben mitgeteilte Abschnitt über den Sannait gedruckt wurde, war meine Kenntnis von den Damkjerniten aus dem folgenden Grund noch äußerst unvollständig. Es war nämlich zuerst mit meinem Kollegen bei der Aufnahme der Karte des Fengebietes Professor V. M. Goldschmidt verabredet, daß er als sein Anteil in der Bearbeitung unserer gemeinsamen Einsammlungen die Untersuchung der *Damkjernite* ausführen sollte. Auf Grund anderer wichtiger Arbeiten, die er im Staatsauftrage ausführte, konnte er aber leider keine Zeit für diese Untersuchung absehen, and als mein Manuskript im wesentlichen fertig und die ersten 11 Druckbogen schon gedruckt waren, wurde er durch eine ernste Operation verhindert die Bearbeitung der Damkjernite überhaupt anzufangen. Um nicht die Vollführung meiner Arbeit über das Fengebiet allzu lange aufgeschoben zu sehen, mußte ich dann erstens den schon fertigen Abschnitt über den Sannait ohne genügende Kenntnisse von den Damkjerniten drucken lassen, und dann nachher mit seiner Genehmigung selbst die Untersuchung auch der letzteren Gesteinsgruppe übernehmen. Als der Abschnitt über den Sannait gedruckt wurde, lagen nur die chemischen Analysen des Vorkommens in dem großen Gang NNO von Damkjern vor, welche mit ihrem hohen MgO-Gehalt eine nähere Verwandtschaft mit den Kimberliten, nicht aber mit dem MgO-armen und an Alkalien reicheren Sannait anzudeuten schien. Erst später wurde dann eine größere Anzahl von Dünnschliffen und von chemischen Analysen auch der übrigen Damkjernitvorkommen ausgeführt, welche eine nähere Einsicht in die Verwandtschaftsbeziehungen des Sannaits zu den Damkjerniten erlaubten. Die durch diese Untersuchung der Damkjernite gewonnenen Resultate werfen auch über die Beziehungen der älteren Einsprenglinge zur Grundmasse des Sannaits neues Licht und nötigten zu einer Berichtigung der S. 187—188 angedeuteten Auffassung.

Barkevikiteinsprenglinge entsprechen ferner den akzessorischen, endogenen *Barkevikitknollen* und *Barkevikiteinsprenglingen* im Damkjernit des Damkjerngnnges; auch die in den typischen Damkjerniten so reichlichen *Biotiteinsprenglinge* finden sich genau entsprechend, obwohl zwar viel spärlicher, ebenfalls im Sannait.

Der Sannait ist somit, wie der nähere Vergleich zeigt, wesentlich nur durch einen höheren Gehalt an Alkalien und SiO_2 (also durch einen höheren Gehalt an *Alkalimineralien*: Nephelinpseudomorphosen, Albit, Orthoklas samt auch von Ägirin, welcher im Damkjernit fehlt) und durch einen relativ geringen Gehalt an Biotiteinsprenglingen von den typischen Damkjerniten verschieden. *Der Sannait bildet deshalb offenbar das Endglied einer Reihe: Damkjernit-Sannait.*

Diese nahe Verwandtschaft der Damkjernite unter sich und mit dem Sannait geht nicht unmittelbar aus dem Vergleich der Bauschanalysen derselben hervor; sie wird in diesen durch mehrere mißleitende Verhältnisse verschleiert: *erstens* durch den störenden Einfluß der höchst verschiedenen Menge der, der typischen Gesteinsmischung eigentlich fremden, endogenen Einschlüsse und älteren bruchstückartigen Einsprenglinge (im Damkjernit des Damkjerngnnges und im Sannait zahlreich, in den übrigen analysierten Damkjerniten fast fehlend), — und *zweitens* durch den sehr verschiedenen und zum Teil sekundären Gehalt an $CaCO_3$. Für einen effektiven Vergleich muß deshalb soweit möglich von diesen störenden Bestandteilen der Gesteine durch ihr Eliminieren abgesehen werden.

Es läßt sich aber dann die oben S. 186—188 angedeutete Teilung der Sannaitzusammensetzung in einen eventuell aus Vibetoit stammenden relativ unwesentlichen Teil I (resp. I a) und in einen wesentlichen, die eigentliche Sannaitmischung repräsentierenden Teil II (resp. II a) nicht mehr in der versuchten Weise aufrecht halten. Die Untersuchung der Damkjernite hat nämlich bewiesen, daß der bei der Berechnung des Teils I einbegriffene Gehalt an *Pyroxen* (wesentlich die zahlreichen kleinen, idiomorphen Pyroxene in der Grundmasse umfassend) ebenso wie auch der wesentlich aus diesem bei seiner Zersetzung entstandene *Chlorit* und *Kalkspat*, tatsächlich dem Sannait selbst (also dem Teil II, nicht dem eventuell auf Vibetoit bezogenen Teil I) gehören müssen. Da *größere*, eventuell der eigentlichen Sannaitmischung fremde, bruchstückartige Einsprenglinge von Pyroxen und Biotit so sparsam sind, daß von denselben ohne größeren Fehler abgesehen werden kann, restieren im Sannait fast nur die *Barkevikiteinsprenglinge* als wesentliche fremdartige Bestandteile, von denen bei der Berechnung der eigentlichen Sannaitzusammensetzung abgesehen werden muß. Werden somit der berechnete Gehalt an Barkevikit mit 11.56 %, und ebenso der

berechnete Gehalt an $CaCO_3$ mit 10.93 % abgezogen, bleibt für die eigentliche Sannaitmischung ein Rest von 77.48 % übrig, welcher auf 100 % berechnet in der untenstehenden Tabelle unter IV angeführt ist. In dieser Tabelle ist zum Vergleich die Zusammensetzung des Damkjernits aus dem Gang NNO von Damkjern, in ähnlicher Weise (confr. die Kolumne B 1 in der Tabells S. 300) durch Abzug des aus endogenen Einschlüssen und $CaCO_3$ herrührenden Anteils der Analyse reduciert, unter I angeführt, ebenso wie die Analysen der Damkjernite von Brånan und Melteig nach Abzug von $CaCO_3$ unter II und III.

	I Damkjernit NNO v. Damkjern	II Damkjernit Brånan	III Damkjernit Block, Melteig	IV Sannait Ormen
SiO_2 . . .	36.52	37.77	40.56	49.22
$(Ti, Zr)O_2$ . .	2.68	5.38	3.35	1.95
Al_2O_3 . . .	13.15	13.29	16.18	13.73
Fe_2O_3 . . .	9.19	8.26	3.74	4.40
$(Fe, Mn)O$ . .	7.82	11.26	7.71	7.25
MgO . . .	13.64	10.40	8.47	5.32
CaO . . .	6.57	4.29	11.32	5.78
BaO . . .	—	—	0.43	—
Na_2O . . .	2.05	1.08	0.36	2.50
K_2O . . .	4.48	3.52	5.09	5.16
H_2O . . .	0.93	2.66	1.70	2.89
P_2O_5 . . .	2.04	1.55	0.54	1.21
Cl	0.05	—	—	0.01
F	0.16	0.12	0.11	0.10
S	0.72	0.42	0.21	0.48
SO_3	—	—	0.23	—
	100.00	100.00	100.00	100.00

Es könnte unter diesen Umständen in Betracht der oben nachgewiesenen nahen Verwandtschaft vielleicht weniger berechtigt scheinen für das saure Endglied der Reihe, das Gestein von Ormen, die zuerst vorgeschlagene besondere Bezeichnung zu behalten. Näher besehen sind jedoch recht bedeutende *quantitative* Unterschiede nicht nur im SiO_2-Gehalt, sondern infolge dessen namentlich auch in der Mineralienzusammensetzung vorhanden. Dem höheren SiO_2-Gehalt entsprechend sind nämlich die Alkalien bei dem Sannait wesentlich in sauren Alkalifeldspäten, Albit und namentlich Orthoklas, samt auch in Ägirin vorhanden, weshalb der Gehalt an diesen Mineralien im Sannait zu nicht weniger als zusammen ca. $36^1/_4$ % berechnet wurde; in den Damkjerniten ist der Gehalt an Alkalifeldspäten umgekehrt

sehr gering und öfters fehlend, und Ägirin kaum nachgewiesen, jedenfalls immer sehr sparsam.

In den Damkjerniten ist das K_2O wesentlich im Biotit vorhanden, welcher deshalb bei diesen öfters recht reichlich auftritt (im Block von Melteig zu 23.64 % berechnet), während er im Sannait nur ganz sparsam vorhanden ist. Diese Unterschiede scheinen mir so beträchtlich zu sein, daß ich es schließlich doch berechtigt gefunden habe das Gestein von Ormen durch den zuerst vorgeschlagenen besonderen Namen, Sannait, von den übrigen Gliedern der Reihe, den Damkjerniten, zu unterscheiden.

Vergleich der Damkjernite mit Kimberliten und Alnöiten.

Solange nur die Analysen des Damkjernits aus dem großen Gang NNO von Damkjern vorlagen, schien es naheliegend die Damkjernite des Fengebietes in erster Linie mit den *Kimberliten* zu vergleichen; sowohl der hohe MgO-Gehalt und der demselben entsprechende große Gehalt an Olivin im Gestein, als auch der vorherrschende Gehalt an K_2O unter den Akalien, schienen diesen Schluß zu berechtigen. Zum Vergleich habe ich das Mittel von 15 der besten vorliegenden Analysen von Kimberliten (nach der Zusammenstellung von Henry S. Washington, Chem. Anal. of Ign. Rocks, II. Aufl. 1917, S. 931) nach Abzug von H_2O und $CaCO_3$ auf 100 % berechnet (I) und mit dem in gleicher Weise berechneten Mittel der beiden Analysen des Damkjernits vom Gange NNO von Damkjern (II) zusammengestellt:

	SiO_2	TiO_2	ZrO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cl	F	S	Cr_2O_3	
I	41.98	1.48	—	3.556	12.54	3.82	—	31.03	0.02	2.58	0.01	0.65	1.30	1.03	—	—	—	0.004	100 00
II	38.82	2.22	0.02	10.06	6.68	6.04	0.33	23 20	—	6.04	0.09	1.83	2.48	1.66	0.01	0.14	0.38	—	100.00

Dieser Vergleich zeigt, daß selbst der Damkjernit des Damkjernganges mehr Alkalien, Al_2O_3 und CaO, und umgekehrt weniger MgO als das Mittel der Kimberlite enthält; dazu kommt aber noch der Umstand, daß der Damkjernit vom Damkjerngange keineswegs die normale Zusammensetzung der Damkjernite repräsentiert, sondern seinen hohen MgO-Gehalt dem bedeutenden Gehalt an endogenen olivinreichen Einschlüssen verdankt, welche dem Damkjernit selbst eigentlich nicht gehören und deshalb auch in bei weitem den meisten Damkjerniten des Fengebietes nicht vorhanden sind. Anderseits sind diese älteren Bestandteile des betreffenden Damkjernits unzweifelhaft genetisch mit demselben zusammengehörig gewesen, und können nicht als ganz fremdartige, zufällige Einschlüsse angesehen werden;

es deutet deshalb die nicht geringe Übereinstimmung der Analysen, wie die Mineralienzusammensetzung des Damkjernganges mit seinen an Olivin reichen Einschlüssen dennoch jedenfalls auf eine gewisse, nicht allzu ferne Verwandtschaft mit den Kimberliten.

Bedeutend näher sind die Damkjernite des Fengebietes aber unzweifelhaft mit den typischen Begleitern der Ijolithe und Nephelinsyenite, nämlich den *Alnöiten* verwandt.

Schon CARWILL LEWIS und später A. LACROIX hatten die Vermutung ausgesprochen, daß die südafrikanischen Kimberlite mit den Alnöiten verwandt wären, eine Auffassung, welcher sich auch ROSENBUSCH dann anschloß [1]. Auch J. P. IDDINGS hat die Alnöite mit den Kimberliten zusammengestellt [2]. Im Jahre 1915 hat E. RIMANN [3] eine sehr instruktive Auseinandersetzung publiziert über die nahen Beziehungen von Kimberliten und Alnöiten in Serra das Lages, Brasilien, wo diese beiden Ganggesteinsgruppen in enger Verknüpfung mit Eläolithsyeniten auftreten; er zeigt hier, daß auch an den südafrikanischen Vorkommen nur die glimmerarmen Kimberlite »Biotitpikritporphyrite« sind, während die glimmerreichen Kimberlite tatsächlich eher als Alnöite aufgefaßt werden müssen.

Die typischen Alnöite sind namentlich charakterisiert durch Einsprenglinge von *Biotittafeln* (gedrungene Augitprismen, Olivinkörner etc.) in einer Grundmasse von *Melilith-* und Biotittafeln, mit Kryställchen von Perowskit etc. Der Melilith-Gehalt ist aber sehr verschieden und kann bisweilen ganz gering sein (z. B. in dem von KEMP und F. WILLIAMS als *Ouachitit* bezeichneten Gestein von Hot Springs, Arkansas); ja in verschiedenen als Alnöit bezeichneten Gesteinen ist sogar kein Melilith nachgewiesen, z. B. in dem von HOLMQUIST als ein »unzweifelhaftes Alnöitgestein« bezeichneten Ganggestein von Storkalfven, Rödö, Schweden.

Derartige Alnöite gehen deshalb geradezu in die Damkjernite des Fengebietes über, wie z. B. aus dem Vergleich der Analyse des eben erwähnten Gesteins von Storkalfven, Rödö, Schweden mit derjenigen des Damkjernits von Bränan, Telemarken hervorgeht. Von den Alnöiten unterscheiden sich deshalb die norwegischen Damkjernite wesentlich durch das Fehlen des Meliliths; dann auch häufig durch einen kleinen Gehalt an *Nephelin* (immer in Muscovit mit Chlorit pseudomorphosiert) und in den saureren Gliedern auch durch einen geringen Gehalt an *Orthoklas*. Gemeinsam für

[1] Siehe die Darstellung von ROSENBUSCH in Mikr. Phys. d. Mass. Gest. 4. Aufl. II, S. 456—457 (1907).

[2] J. P. IDDINGS. Igneous Rocks, Vol. II, S. 328 (1913).

[3] E. RIMANN. „Über Kimberlit und Alnöit in Brasilien". Tschermaks Min. & Petrogr. Mitt. B. 33, S. 244—264 (1915).

	Alnöit Norrvik, Alnö N. Sahlbom Neu. Jahrb. 1897 (II)	*Alnöit* Stornäset, Alnö F. Berwerth Ann. K. K Nat. Mus. X (1905)	*Alnöit* Storkalven Rödö H. Santessen b. P. J. Holmquist Sv. G. U. Avh. No. 181	*Alnöit* (Ouachitit) Hot Springs Arkansas L. G. Eakins F. I. Kemp & Fr. Williams Ign. Rocks Ark.	*Alnöit* Charles, Montreal M. F. Connor F. D. Adams Cong. geol. Intern. XII Guide III (1913)	*Alnöit* Naversdale Orkney-Inseln I. S. Flett Transact. Roy. Soc. Edinburgh 39 (1900)	Mittel von Alnöiten	Damkjernit Branan	Damkjernit Block v. Melteig	Mittel von Damkjerniten
SiO_2	29.25	24.19	30.69	36.40	29.24	35 54	30.88	29.16	39.31	34.24
TiO_2	2.54	Spur	5.52	0.42	2.40	2.03	2.15	4.15	3.25	3.70
Al_2O_3	8.80	12.00	10.48	12.94	11.40	11.72	11.22	10 26	15.68	12.97
Fe_2O_3	3.92	6.45	5.76	8.27	5.84	5.86	6.02	6.38	3.63	5.00
FeO	5 42	9.32	7.47	4.59	4.74	5.99	6.25	8.55	7.26	7.90
MnO	Spur	Spur	0.55	—	0.15	—	0.12	0.14	0 21	0.18
MgO	17.66	14.07	11.10	11.44	10.38	13.56	13.03	8.03	8.21	8.12
CaO	17.86	17.37	13.25	14.46	18.35	15.83	16.18	16.34	12.50	14.42
BaO	—	—	—	—	0.24	—	0.06	—	0.42	0.21
SrO	—	—	—	—	0.15	—	0.02	—	—	—
Na_2O	0.77	1.99	1.41	0.97	1.44	1.91	1.41	0.83	0.35	0.59
K_2O	2.45	3 06	1.82	3.01	2 42	2.24	2.50	2.72	4.93	3.83
H_2O	—	—	—	—	1.04	—	} 3.46	0.22	0.13	} 2.02
	2.61	5.16	2.88	2.36	5.05	1.67		2.05	1.65	
P_2O_5	2.86	3.96	0.64	1.04	2.10	0.32	1.82	1.20	0.52	0.86
CO_2	6.00	2.77	8.21	3.94	5.02	4.30	5.04	10.24	1.20	5.72
Cl	—	0.53	—	—	Spur	—	0.09	—	—	—
F	0.25	—	—	—	—	—	0.04	0.10	0.11	0.10
S	—	0.29	—	—	0.17	—	0.08	0.33	0.20	0.27
SO_3	—	—	—	—	0.33	—	0.06	—	0.22	0.11
Cr_2O_3	—	Spur	—	—	—	—	Spur	—	—	—
	100.39	101.16	99.78	99.84	100.46	100.97	100.43	100.70	99.78	100.24

die Alnöite und die Damkjernite ist das Vorherrschen von K_2O über Na_2O, und dementsprechend das charakteristische Auftreten von *Biotit* als Einsprenglinge.

Die Damkjernite führen nur ausnahmsweise, und dann nur als Reste endogener Einschlüsse *Olivin* und sind dementsprechend auch durchgehends, wenn solche fehlen, ärmer an MgO als die Alnöite, dagegen gewöhnlich etwas reicher an K_2O, Al_2O_3 und SiO_2; die beigefügte Zusammenstellung von einigen der besten Analysen von Alnöiten mit den Analysen der beiden Damkjernite von Brånan und von dem Block bei Melteig wird dies näher erhellen.

Da der Gehalt an Melilith an mehreren Vorkommen der in der Ganggefolgschaft von Ijolithen und Nephelinsyeniten auftretenden Alnöitgesteine (z. B Alnö, Arkansas) innerhalb weiter Grenzen verschieden sein und bis auf ganz wenige Prozent herabsinken kann, dürfte es nicht ausgeschlossen sein, daß auch im Fengebiete melilithführende Gänge, also wirkliche Alnöite auftreten. Es ist mir aber bis jetzt nicht gelungen Melilith in den als Damkjerniten ausgeschiedenen Ganggesteinen des Fengebietes nachzuweisen, obwohl ich nicht verneinen kann, daß in einigen der durch Karbonatisierung sehr stark zersetzten Vorkommen vielleicht ursprünglich Melilith vorhanden gewesen ist. Der SiO_2-Gehalt der frischesten der analysierten Damkjernite des Fengebietes (namentlich des Gesteins aus dem Block von Melteig) ist aber so viel höher als der SiO_2-Gehalt der typischen Alnöite, daß es kaum wahrscheinlich ist, daß dies der Fall wäre.

Aus dem Gipfel des Kratervulkanes *Wissoke* im Kiwusee-Gebiete hat L. Fincкh (l. c. S. 31—32) einen verhältnismäßig grobkörnigen, wesentlich aus *Pyroxen* und *rotbraunem Biotit* (mit ein wenig Leucit und Glas etc.) bestehenden Auswürfling beschrieben und macht darauf aufmerksam, daß die chemische Zusammensetzung dieses Tiefengesteins wahrscheinlich derjenigen des Leucitits des Wissoke-Vulkanes entsprechen dürfte. Dieser Leucitit hat die folgende Zusammensetzung: große *Einsprenglinge von Titanaugit und Leucit*, samt vereinzelte Tafeln von rotbraunem Glimmer in einer *Grundmasse außerordentlich reich an Augitprismen* und außerdem mit kleinen Leucitkörnern, mit spärlichen Kryställchen von Nephelin, kleinen Biotitblättchen, Perowskit und *reichlich Magnetit* in kleinen Oktaëderchen (z. T. von Titaneisen vertreten). Die chemische Zusammensetzung dieses eigentümlichen Leucitits ist nicht allzu sehr verschieden von derjenigen des Damkjernits aus dem Block von Melteig (s. S. 325).

Es dürfte deshalb möglich sein, daß für die porphyrischen hypabyssischen, als Gänge und kleine Stöcke auftretenden Damkjernite unter den Ergußgesteinen ihre Äquivalente in derartigen SiO_2-armen eigentümlichen

	Damkjernit Melteig	Leucitit Wissoke
SiO_2	39.31	39.98
TiO_2	3.25	5.42
Al_2O_3	15.68	12.47
Fe_2O_3	3.63	7.06
FeO	7.26	6.43
MnO	0.21	—
MgO	8.21	6.59
CaO	12.50	11.85
BaO	0.42	—
Na_2O	0.35	1.70
K_2O	4.93	3.80
H_2O	1.78	3.71
P_2O_5	0.52	0.73
CO_2	1.20	—
F	0.11	—
S	0.20	—
SO_3	0.22	0.14
	99.78	99.88

Leucititen, wie das Gestein von Wissoke zu suchen wäre. In den Damkjerniten, die in der Tiefe erstarrt sind, ist das K_2O in Biotit, oder in Biotit und Orthoklas vorhanden, in den entsprechenden Leucititen wesentlich in Leucit.

Die Kimberlite, die Alnöite, die Damkjernite und die Sannaite scheinen soviel bis jetzt bekannt nahe verwandte charakteristische melanokrate hypabyssische Glieder der Gefolgschaft der Ijolithe oder Nephelinsyenite zu sein.

Die jüngsten Gänge von Diabas etc.

Die Eruptionsgeschichte des Kristianiagebietes schließt mit einer außerordentlich durchgreifenden Aufspaltung ab, von dem Aufpressen eines Magmas begleitet, das vielleicht mehr als Tausend Spalten mit verschiedenen Varietäten von *Diabasgesteinen* gefüllt hat. Auch in dem Grundgebirge, das die Grabensenkung des Kristianiagebietes umgibt, sind diese Diabasgänge in bedeutender Anzahl verbreitet.

Auch im Fengebiete und in seiner Umgebung finden sich nun diese jüngsten Eruptivgesteine des Kristianiagebietes repräsentiert. Aus dem Fengrubenbezirk waren sie schon früher bekannt; einen etwa 2 Meter

mächtigen Gang sieht man hier schon im Tage unmittelbar am Laboratoriumgebäude, in etwa NNO—SSW-licher Richtung bis ungefähr nach dem nördlichsten der Fen-Höfe fortsetzend; ein zweiter, ungefähr paralleler Gang setzt etwa 150 Meter weiter OSO durch das ganze Grubenbezirk.

Im ganzen habe ich von diesen jüngsten Diabasgängen etwa 15 verschiedene Vorkommen aus dem Fengebiet und seiner nächsten Umgebung notiert; einige derselben sind auch auf der Karte abgesetzt. Die Richtung derselben ist meistens etwa NNO—SSW bis NNW—SSO, und ihre Mächtigkeit zwischen $^1/_2$ und 2 Meter.

Das Gestein dieser Gänge ist feinkörnig, graugrün bis rot und grün, bei ganz kleinen Gängen aphanitisch grünlich schwarz. Die Hauptmineralien sind *Plagioklas* (Andesin bis Labrador) in kleinen verzwillingten Tafeln in divergentstrahliger Struktur, mit Mesostasis von *Chlorit* (nach *Pyroxen*) mit ausgeschiedenen sekundären Titanmineralien (Titanit, Rutil oder Anatas). Frischer Pyroxen ist nur selten erhalten (Gang W. von Håtvetkjern und weiter NNW westlich vom Håtvetbach an mehreren Stellen). Von dunklen Mineralien finden sich sonst außer kleinen Körnchen von *Magnetit* auch mit diesen zusammen häufig winzige Schuppen von braunem *Biotit* (Gang am Laboratorium; ferner Gang an der Ostseite des kleinen Tals W. vom Kamperhoug; Gang an der NO-Ecke des Pfarrhofwaldes, etc.; Gang Skiftnesodden, 2 Meter mächtig, S 35^0 W—N 35^0 O). Andere Gänge führen neben dem Chlorit mehr oder weniger reichlich braune barkevikitische *Hornblende* in winzigen Prismen ($\{110\}$ mit $\{100\}$) und gehören somit der Gruppe der *Proterobase* (Gang im NW-lichen Teil von Tveitåsen; Gang Brillekåshögda etc.). Aphanitische Gänge mit dünnen Tafeln von Labrador in einer von Feldspatmikrolithen, Pyroxenmikrolithen und Magnetitstaub erfüllten Glasbasis fanden sich in Proben aus den Fengruben, aus Gang 50 M. westlich von Håtvetkjern etc.

In allen Proben der Diabase, Proterobase und Aphanite aus dem Fengebiete und seiner Umgebung sind, wie sonst in den entsprechenden Gesteinen des Kristianiagebietes, kleine dünne Nadeln von *Apatit* als erste Bildung reichlich vorhanden; ebenso ist in allen *Kalkspat*, teils in kleinen Mandeln mit Chloritrand, teils als sekundäres Zersetzungsprodukt, mehr oder weniger reichlich vorhanden. Der Plagioklas ist in der Regel z. T. in Muscovit zersetzt.

Die chemische Zusammensetzung dieser Diabasgesteine des Kristianiagebietes ist bis jetzt nicht sehr eingehend untersucht, da sie in der Regel so stark zersetzt sind, daß genügend frisches Analysenmaterial sich nicht schaffen ließ. Nach den vorliegenden Analysen ist die Zusammensetzung derselben etwa die folgende: 50 bis 54 % SiO_2, 2 bis $2^1/_2$ % TiO_2, 11 bis

14 % Al_2O_3, 11 bis 15 % Fe-Oxyde, 3 bis 5 % MgO, $5^1/_2$ bis 7 % CaO, $3^1/_2$ bis $5^1/_2$ % Na_2O, $1^1/_2$ bis $2^1/_2$ % K_2O, $^1/_2$ bis 1 % P_2O_5, und außerdem H_2O und CO_2 in nach dem Grad der Zersetzung wechselnden Mengen.

Diese in typischen, scharf begrenzten Spaltengängen auftretenden Ganggesteine, die im Kristianiagebiete aller Wahrscheinlichkeit nach mit den jüngsten Granitit-(Kristianit-)Eruptionen genetisch verknüpft sind, sind auch im Fengebiete unzweifelhaft Ausläufer des Kristianiagebietes und haben nichts mit dem Magma, aus dem die für das Fengebiet charakteristischen Gesteine abgespaltet sind, zu tun. Sie gehören einer ganz bedeutend jüngeren Zeit als die lokalen Eruptionen des Fengebietes und durchsetzen alle die Fengesteine an scharfen, jüngeren Spalten. Sie sind hier nur der Vollständigkeit wegen kurz erwähnt.

DIE GEOLOGISCHE GESCHICHTE DES FENGEBIETES.

Das Fengebiet ist mitten im Grundgebirge Telemarkens ein fremdes Stück Land aus jüngeren Gesteinen Diese setzen durch den umgebenden Grundgebirgsgranit, jedenfalls z. T. — längs der östlichen und südlichen Umgrenzung — durch ziemlich steilstehende Verwerfungsebenen von dem angrenzenden Grundgebirgsgranit getrennt.

Die fremden, jüngeren Gesteine des Fengebietes sind im östlichen Teil derselben hauptsächlich ein krystallinisches Karbonatgestein, oben als Rauhaugit bezeichnet, im westlichen Teil wesentlich Eruptivgesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe; in den südlichen, westlichen und nördlichen Randteilen treten außerdem saurere, leukokrate Syenite auf.

Das mögliche Alter aller dieser Gesteine läßt sich durch folgende Tatsachen nach *unten*, wie nach *oben* abgrenzen. Sie sind erstens unzweifelhaft jünger als der umgebende Gneisgranit. Dieser ist durch die aufsetzenden Eruptivgesteine längs ihren Grenzen gegen denselben unter Bildung neuer metasomatischer Gesteine (Fenite) stark metamorphosiert, und ist auch von Gängen der Eruptionen der Fengesteine durchsetzt (Damkjernitgang NNO von Damkjern); und diese enthalten wieder selbst auch öfters zahlreiche Bruchstücke nicht nur von dem umgebenden Granit, sondern auch von anderen Grundgebirgsgesteinen (Amphiboliten, Quarziten etc.).

Der das Fengebiet umgebende Grundgebirgsgranit ist jünger als die Bamleformation südlich von demselben, und auch jünger als die Telemarkformation nördlich von demselben. Die mit den Damkjerniten des Fengebietes identischen und gleichzeitigen Damkjernitgänge von Brånan etc. in Bö Kirchspiel nördlich vom Fengebiet setzen durch Quarzite, die nach der Auffassung von W. Werenskiold (l. c. S. 70) die jüngste Abteilung der sogenannten Telemarkformation des südnorwegischen Grundgebirges repräsentieren.

Da die Eruptivgesteine des Fengebietes keine Spur von sekundärer Pressung zeigen, sind sie ferner unzweifelhaft jünger als die letzten Fal-

tungsprozesse des südnorwegischen Grundgebirges und ihr Alter ist dadurch bestimmt nach *unten* abgegrenzt.

Nach *oben* ist ihr Alter dadurch bestimmt, daß sie durch zahlreiche Gänge vom gewöhnlichen Typus der jüngsten Diabasgänge des Kristianiagebietes (welche wieder jünger als die downtonischen (frühdevonischen) Sandsteine dieses Gebietes sind) durchsetzt sind.

Zur Erläuterung der Altersfrage der Fengesteine dient ferner das Verhältnis, daß in der ganzen Umgebung des Fengebietes (abgesehen von dem vielleicht hier angehörigen kurzen, dicken Vorkommen von dem Damouritfels) kein einziger durchsetzender *Spaltengang* von Gesteinen der hier auftretenden, oben beschriebenen Ijolith-Melteigitreihe vorgefunden ist. Und selbst von den jüngsten Eruptionen der für das Fengebiet charakteristischen Gesteine, namentlich dann von den Damkjerniten sind außerhalb der Umrandung des Fengebietes nur ganz wenige Gänge vorgefunden. Dagegen sind in dem umgebenden Grundgebirge, wie auch innerhalb des Fengebietes selbst, verhältnismäßig viele Spaltengänge nachgewiesen von den jüngsten *Diabasen* des Fengebietes, welche nichts mit der für das Fengebiet selbst charakteristischen Gesteinsgesellschaft zu tun haben, *sondern mit denjenigen des Kristianiagebietes vollkommen identisch sind,* und ganz unzweifelhaft als Ausläufer aus dem Kristianiagebiete aufgefaßt werden müssen. *Die ältesten Eruptionen des Fengebietes müßten deshalb aus einer Zeit stammen, als hier noch fast keine oder etwas später nur wenige Bruchspalten durch das Grundgebirge ausgebildet waren.*

Innerhalb des dem Fengebiet nahe angrenzenden Kristianiagebietes ist keine einzige Eruption von kambrischem, ordovizischem oder silurischem Alter bekannt.

Es ist deshalb überaus wahrscheinlich, daß auch die Eruptionen des Fengebietes nicht aus kambro-silurischer Zeit stammen können.

Es gibt dann nur zwei Möglichkeiten: Der Durchbruch der Feneruption muß *entweder* — wie Högbom für das mit dem Fengebiet sehr nahe übereinstimmende *Alnögebiet* angenommen hat — aus *jotnischer, präkambrischer* Zeit stammen, *oder* er muß mit den *älteren* Eruptionen des Kristianiagebietes gleichzeitig und somit von *downtonischem* oder *frühdevonischem* Alter sein.

Ablagerungen, die mit den jotnischen und eokambrischen Sandsteinen in Finnland, Schweden und dem centralen Norwegen zusammengestellt werden könnten, sind im ganzen südlichen Norwegen beiderseits des Kristianiagebietes bis jetzt unbekannt. Es ist auch wahrscheinlich, daß während jotnischer und noch während eokambrischer Zeit im südlichen Norwegen keine nennenswerte Sedimentation, sondern nur eine großartige Denudation

des hier aufragenden Landes stattgefunden habe, eine kontinuierliche *Abtragung*, durch welche einerseits das Material zu den mächtigen eokambrischen Schichtenreihen (von Sparagmit, Sandstein etc.) des centralen Norwegens geliefert, und andererseits schließlich das präkambrische Peneplain des südöstlichen Norwegens ausgebildet wurde. Die Beschaffenheit der Fengesteine als typische Tiefengesteine, sowie die durchgreifende Metasomatose des angrenzenden Grundgebirgsgranits ihrer Umrandung samt ihr primärer Kalkspatgehalt etc. setzen notwendig voraus, daß sie *in größerer Tiefe erstarrt* sein müssen. Eine Überlagerung einer genügend mächtigen jotnischen Sedimentplatte während einer eventuellen jotnischen Eruption der Fengesteine kann nun nach dem obenstehenden schwierig angenommen werden; falls sie in jotnischer Zeit durchgebrochen wären, müßte die nötige überlagernde Gebirgsmächtigkeit somit aller Wahrscheinlichkeit nach aus älterem Grundgebirge bestanden haben, das nachher während jotnischer und eokambrischer Zeit abgetragen gewesen sein müßte. Die Eruption müßte dann eventuell wohl in relativ früher jotnischer Zeit stattgefunden haben (während die Eruption des Alnögebietes eventuell aus recht später jotnischer Zeit stammen müßte). Ob nun die Abtragung während des Zeitraums zwischen einer eventuellen frühjotnischen Eruption der Fengesteine und der Ausbildung des präkambrischen Peneplains dieser Gegend genügend gewesen wäre, um die genannte Gesteinsmächtigkeit zu entfernen, läßt sich nicht entscheiden. Es ist aber bemerkenswert, daß im ganzen südlichen Norwegen beiderseits des Kristianiagebietes kein einziges anderes Vorkommen von Eruptivgesteinen bis jetzt bekannt ist, für welches mit einiger Wahrscheinlichkeit ein jotnisches präkambrisches Alter angenommen werden könnte. Wenn die Eruptionen des Fengebietes aus jotnischer Zeit herrühren sollten, würde der Durchbruch derselben deshalb eine im ganzen südlichen Norwegen ganz alleinstehende Eruption repräsentieren.

Unter der *zweiten* möglichen Annahme — daß die Eruptionen des Fengebietes, wie diejenigen des nahe angrenzenden Kristianiagebietes aus postsilurischer Zeit herrühren —, müßte es a priori angenommen werden, daß sie infolge ihres Charakters als ganz lokale, schlotförmige Durchbrüche eben mit den ältesten Eruptionen des Kristianiagebietes ungefähr gleichzeitig sein müßten. Gegen diese Annahme, die mir fast während der ganzen in dieser Abhandlung vorgelegten Untersuchung sowohl im Felde als nachher während der Bearbeitung des eingesammelten Materiales am meisten wahrscheinlich schien, lassen sich doch auch ernste Bedenklichkeiten anführen. *Erstens diejenige, daß im ganzen Kristianiagebiete, mit seinen zahlreichen Einzelvorkommen der ältesten postsilurischen Durchbrüche*

(von Gesteinen der Essexitreihe), *kein einziges Vorkommen einer derjenigen des Fengebietes entsprechenden Gesteinsgesellschaft entdeckt ist;* selbst in dem nahe angrenzenden Gjerpental mit der mächtigen Decke der ältesten postsilurischen Ergußgesteine (Essexitporphyrite und Essexitmelaphyre) auf dem downtonischen (und frühdevonischen) Sandstein finden sich keine Gesteine, die aus dem Durchbruch des Fengebietes stammen könnten. *Zweitens* ist es sehr bemerkenswert, daß das mit dem Fengebiet außerordentlich nahe übereinstimmende Alnögebiet nach der Untersuchung Högboms aller Wahrscheinlichkeit nach nicht aus postsilurischer, sondern aus jotnischer Zeit stammen dürfte.

Eine sichere Entscheidung der Altersfrage der Fengesteine ist nach dem obenstehenden gegenwärtig nicht möglich.

Nach genauer Erwägung scheint mir schließlich doch die Annahme eines jotnischen Alters der Feneruptionen am meisten wahrscheinlich, und ich will deshalb in der folgenden Darstellung diese Auffassung zu Grunde legen.

Es fragt sich dann zuerst: wie haben alle die fremden jüngeren Gesteine des Fengebietes innerhalb des Rahmens derselben ihren Platz erhalten, und wie ist überhaupt die Bildung dieses scharf abgegrenzten Gebietes mitten im umgebenden Grundgebirge zu erklären?

Professor J. H. L. Vogt, welcher das Fengebiet nur als ein Gebiet von »Kalkstein« und »Rödberg« kannte, und mit den verschiedenen eruptiven Silikatgesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe etc. derselben unbekannt war, faßte es, wie schon oben erwähnt, als eine eingesunkene Scholle von Silurkalkstein, also als eine gewöhnliche Grabensenkung, auf. Unsere Beobachtungen haben gezeigt, daß diese Auffassung nicht ausreichend ist, und daß die Bildungsgeschichte des Fengebietes — obwohl schließlich auch eine stattgefundene Grabensekung in demselben nachweisbar ist — in der Tat viel zu kompliziert ist, um durch die eben genannte Deutung erklärt zu werden.

Der erste Anfang zur Bildung des Fengebietes dürfte wahrscheinlich durch *eine vulkanische Explosion*, durch welche das Grundgebirge schlotförmig oder trichterförmig durchlöchert wurde, eingeleitet gewesen sein.

Derartige lokal begrenzte Explosionen sind auch aus unserer Zeit bekannt, und mehrere großartige Beispiele sind ja sogar in den letzten Jahrzehnten eingetroffen. Ich erinnere nur an die gewaltige Explosion von *Bandaisan* am 15. Juli 1888 und an die noch größere Explosion von *Katmai* in Alaska im Juni 1912. Nach Robert F. Griggs[1] wurde bei dieser

[1] „The Valley of Ten Thousand Smokes", Nat. Geogr. Mag. Febr. 1918. (Washington DC. 1918), S. 166 ff.

Explosion eine auf etwa 5 englische Kubikmeilen geschätzte Masse von Asche und Bimsstein in die Luft geworfen; der frühere Gipfel von Katmai war nach der Explosion verschwunden, und an seiner Stelle war ein Krater gebildet mehr als 4 Kilometer im Durchmesser; der Boden desselben ist von einem kleinen See eingenommen und oberhalb dessen Wasserspiegels heben sich rings herum die vollkommen steilen Wände des Kraters in einer Höhe von etwa 1200 Meter; wie tief die steilen Kraterwände auch unterhalb des Wasserspiegels des Kratersees fortsetzen, ist nicht in der genannten Abhandlung von GRIGGS angegeben. Die oben angeführten Zahlen der Dimensionen des Katmai-Kraters sind aber jedenfalls völlig vergleichbar mit denjenigen des Fengebietes. Der Durchmesser des angenommenen, zuerst gebildeten Kraterrohres des Fengebietes muß kleiner als $2^1/_2$ Km. gewesen sein, somit bedeutend kleiner als derjenige des Vulkanschlotes von Katmai.

Die Annahme, daß die Eruptionsgeschichte des Fengebietes mit der Bildung eines Explosionsschlotes eingeleitet wurde, wird auch wesentlich gestützt durch den Nachweis des unzweifelhaft nicht sehr viel jüngeren Explosionsrohres durch den Grundgebirgsgranit bei *Ormen*, etwa 7 Km. SSW vom Fengebiete. Die Explosion hat hier einen vertikalen Eruptionskanal mit ziemlich nahe kreisrundem Durchschnitt von nur etwa 100 Meter Durchmesser hinterlassen, gefüllt mit einem porphyrischen Eruptivgestein, dem oben beschriebenen *Sannait*, welcher, wie oben nachgewiesen, mit gewissen Gesteinen des Fengebietes eine unverkennbare Verwandtschaft zeigt. Der Sannait ist voll von mitgerissenen Bruchstücken des durchsetzten Grundgebirges, und die eigentümlichen Umwandlungen dieser Bruchstücke entsprechen genau denjenigen des das Fengebiet umgebenden Grundgebirges.

Das massenhafte Auftreten von mitgerissenen Bruchstücken im Sannait entspricht vollkommen der Annahme seiner Eruption als ein explosionsartiger, rohrförmiger Durchbruch, ungefähr analog mit den sydafrikanischen Kimberlitröhren etc. Die schlotförmige Füllung mit dem Sannait bei Ormen muß wahrscheinlich hier schon in Verbindung mit dem ersten Durchbruch stattgefunden haben, da die unzähligen, losgesprengten und mitgerissenen, größeren und kleineren Bruchstücke des durchbrochenen Grundgebirges hier auch in dem Eruptivgestein selbst noch vorhanden sind. Im Fengebiet dagegen ist dies nicht der Fall, hier muß deshalb die *erste* Explosion wenigstens im unteren Teil des Explosionsrohres, vielleicht durch ein Nachsacken des Magmas einen freien Raum hinterlassen haben, der erst später durch Aufdringen von Eruptivmagma aus größerer Tiefe gefüllt wurde. —

Die Gesteinsgesellschaft, welche nach diesem Aufpressen des Magmas den Vulkanschlot des Fengebietes gefüllt hat, zeigt nun sowohl in petrographischer und chemischer als auch in geologischer Beziehung eine Reihe Eigentümlichkeiten, die dieselbe ganz generell recht wesentlich von den Gesteinen des angrenzenden Kristianiagebietes unterscheidet. In *geologischer* Beziehung namentlich dadurch, daß die Metamorphose, welche infolge des Aufdringens ihres Magmas die umgebenden Gesteine des Grundgebirges erlitten haben, nicht derjenigen der ordinären *Kontaktmetamorphose* entspricht, die im ganzen Kristianiagebiete so typisch ausgebildet ist; sie muß vielmehr als eine vollständige *Metasomatose* des Grundgebirgsgranits charakterisiert werden, wodurch dieser chemisch wie petrographisch in neue Gesteinstypen (Fenite) umgewandelt ist.

In *petrographischer* Beziehung sind die Fengesteine selbst namentlich durch einen Gehalt an primären Kalkspat charakterisiert, welcher einen auffallenden Unterschied auch von sonst in chemischer Beziehung nicht allzu verschiedenen Gesteinen des Kristianiagebietes bezeichnet.

Bei den Essexitgesteinen des Kristianiagebietes, von welchen jetzt mehr als 70 Analysen vorliegen, ist der CO_2-Gehalt bei den *frischen* Gesteinen immer ganz niedrig, in der Regel vollständig fehlend, und wenn vorhanden durchschnittlich kaum $^1/_4$ % erreichend, und selbst dieser Gehalt ist dann immer auf *sekundäre* Zersetzung zu beziehen. Bei den frischen Tiefengesteinen des Fengebietes ist immer ein *primärer* CO_2-Gehalt vorhanden, und zwar bei sämtlichen Gesteinen, bei den Vibetoiten und den Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe, ebenso wie bei den Juviten und Maligniten, und den nephelinfreien Gesteinen der Tveitâsit-Fenit-Reihe, und selbst bei den jüngsten Fengesteinen, den Damkjerniten.

Bei den Vibetoiten ist dieser Gehalt durchschnittlich ca. $6^1/_3$ %, bei den Gesteinen der Jacupirangit-Melteigit-Ijolith-Urtit-Reihe durchschnittlich etwa $1^2/_3$ %, bei dem Juvit ca. 3 %, bei den Gesteinen der Tveitâsit-Fenit-Reihe durchschnittlich etwa $1^1/_3$ %[1]. Dieser CO_2-Gehalt hat nichts mit einer sekundären Zersetzung der schon festen Gesteine zu tun, sondern ist ganz unzweifelhaft ein Bestandteil der Magmen selbst gewesen, aus welchen diese Gesteine erstarrten.

Die verschiedenen oben berührten Verhältnisse: die der Eruption der Fengesteine begleitende Metasomatose des Nebengesteins, der charakteristische primäre Kalkspatgehalt (CO_2-Gehalt) der Silikatgesteine derselben und

[1] Bei den Damkjerniten, welche meistens mehr oder weniger zersetzt sind, läßt sich der durchschnittliche *primäre* CO_2-Gehalt kaum feststellen.

schließlich das Auftreten von reinen »*Karbonatiten*«, die selbst als der Gesellschaft der Fengesteine angehörige Erstarrungsgesteine aufgefaßt werden müssen, bezeichnen alle charakteristische mit der Genesis der Fengesteine zusammenhörende Eigentümlichkeiten, die auf ganz besondere Bildungsbedingungen derselben hinweisen.

Zur näheren Erläuterung dieser eigentümlichen Bildungsbedingungen der Fengesteine liegt es nahe zuerst die fundamentale Frage über den Ursprung des primären CO_2-Gehaltes (des Kalkspatgehaltes) der Fengesteine zu diskutieren.

Eruptivgesteine mit primärem Calcitgehalt.

Wir werden dadurch auf die mehr generelle Frage geführt: *wie ist überhaupt der primäre Calcitgehalt in eruptiven Silikatgesteinen zu erklären?* Ein solcher findet sich, wie bekannt, namentlich erstens in granitischen Gesteinen, sogenannten »*Kalkgraniten*«, und ferner in verschiedenen *Syeniten*, *Nephelinsyeniten* etc. Wir wollen deshalb, ehe wir den CO_2-Gehalt (respektive den primären Calcitgehalt) der Gesteine des Fengebietes zu erklären versuchen, zuerst die bisher vorliegenden Auffassungen der früher beschriebenen Vorkommen von Eruptivgesteinen mit primärem Calcitgehalt zusammenstellen.

1. »Kalkgranite«

sind namentlich aus verschiedenen Vorkommen in *Schweden* bekannt. Kalkspat als primäres Mineral in Eruptivgesteinen wurde auch wohl zuerst aus Schweden von H. von Post beschrieben. In einer 1872 publizierten Abhandlung[1] (der ersten in der rühmlichen geologischen Zeitschrift des 1871 gestifteten schwedischen geologischen Vereins) erwähnt er erratische Blöcke aus *Upsalaåsen* und anderen schwedischen Vorkommen von »*Kalkgranit*«, mit Kalkspat als ursprüngliches, gleichzeitig mit dem Orthoklas gebildetes Mineral. Ähnliche Vorkommen von anstehendem Gestein wurden später von O. Gumelius[2], A. E. Törnebohm[3] u. a. aus verschiedenen schwedischen Vorkommen beschrieben. Törnebohm faßte das Auftreten des Kalkspats in vollkommen frischen schwedischen Kalkgraniten als dasjenige eines letzten

[1] H. v. Post. „Kalkgranit funnen i Sverige". Geol. För. i Stockholm Förh. B. I, H. 1 S. 3–7 (1871).

[2] Ibid. S. 47.

[3] Ibid. B. III, S. 210—217 (1876). Später ausführlicher in Öfvers. af K. Sv. Vet. Akad. Förhandl. 1881, No. 10, S. 15–24; hier auch ausführliche Mitteilungen über früher beschriebene schwedische „Kalkgranite".

»*Ausfüllungsminerals*« (zusammen mit gleichzeitig gebildetem Mikroklin) von miarolithischen Hohlräumen auf; diese Ausfüllungsmineralien können nicht, meinte er, bezeichnet werden »als den rein primären Bestandteilen zugehörig, obwohl sie auch nicht als Produkte der gewöhnlichen Verwitterung durch den Einfluß der Atmosphärilien erklärt werden können«. Dieser Auffassung schloß sich später auch ROSENBUSCH an[1]. Eine ähnliche Auffassung wurde auch von G. HAWES[2] für den Calcitgehalt des Hornblendegranites (Syenites) von *Columbia* in *New Hampshire* behauptet; er bringt sein Vorkommen in Verbindung mit dem Gehalt an Einschlüssen von flüssiger CO_2 im Quarz dieses Granites. »Its presence in connection with the calcite may indicate that carbonate of lime was a constituent of the material from which this rock was made, and that, at the temperature at which recrystallisation took place, a reaction occurred between the lime carbonate and the silicates, producing plagioclase and liberating carbonic acid; but the rock was under such pressure that it could not escape, and it was consequently imprisoned in the quartz«. Das Vorhandensein von noch erhaltenem Kalkspat wäre in dieser Verbindung dadurch zu erklären, daß »the conditions of heat and pressure were such as to bring about only a partial reaction«.

Aus Inseln in »*Whitson Lake, Sudbury district*«, *Kanada* beschrieb (1897) T. L. WALKER[3] einen Kalkgranit, mit zahlreichen Körnern von wasserhellem Kalkspat in dem vollständig frischen, sonst nur aus Orthoklas, Biotit und Quarz bestehenden Gestein; er meint von dem Kalkspat, daß »it may be a primary constituent, or more probably an infiltration into small cavities of the originally somewhat porous rock.«

Ein sehr bemerkenswertes Vorkommen von »Kalkgranit« wurde 1907 von E. RIMANN beschrieben[4], aus einem fleischroten, liegenden, etwa 1.30 Meter dicken Gang in der *Bergfreiheitsgrube, im Schmiedeberger Erzlager, Riesengebirge*. Das Gestein desselben besteht aus Orthoklas, Plagioklas, Calcit, Biotit, Muscovit, Quarz, mit ganz wenig Apatit, Zirkon und Titanit. »Der Calcit ist besonders reichlich in den mittleren Partien« und ist auch in dem hangenden Teile häufig, während er »in den liegenden Partien so

[1] H. ROSENBUSCH. Mikr. Physiogr. d. mass. Gesteine (1887) S. 34.

[2] GEORG W. HAWES. Min. & Lithol. of New Hampshire; S. 207 ff. (1878).

[3] T. L. WALKER. Quart. Journ. of the geol. soc. London 1897; Vol. LIII, S. 55.

[4] E. RIMANN. „Über calcitführenden Granit im Riesengebirge". Centrbl. für Min. etc 1907, S. 203—209. Das betreffende Gestein war in losen Blöcken schon früher von G. BERG beobachtet (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt 1902, B. 23, S. 255). Siehe auch G. Berg. „Die Erzlagerstätten der nördlichen Sudeten". Festschr. z. XII. Allg. Deutsch. Bergmannstag Breslau, 1913. (Herausgegeb. v. d. geol. Landesanstalt Berlin) B. I; 7 S. 10, wo der Verf. auch „eine rein sekundäre Einwanderung des Carbonates in das schon erkaltete Magma ausgeschlossen" meint.

gut wie fehlt«. »Wo der Calcit häufiger ist, fehlt der Quarz vollständig.« »Die Ausscheidung des Calcites kann nur wenig später als diejenige des Plagioklases gefolgt sein«, und »fast gleichzeitig mit dem Quarz«.

Die Erklärung des Calcites als spätere Füllung miarolithischer Hohlräume, wie von Törnebohm und Rosenbusch angenommen, ist hier nach Rimann »*keineswegs* ausreichend«. »Eine andere Frage ist es natürlich, ob hier der Kalkreichtum des Granites ein primärer ist, das Gestein also als ein kalkreiches, kiselsäurearmes Differentiationsprodukt aus granitischem Magma aufzufassen ist, oder ob Kalksteine des Hangenden in den Schmelzfluß eingeschmolzen wurden und wieder als Calciumkarbonat . . . zur Ausscheidung gekommen sind«. Rimann scheint die erstere Auffassung für wahrscheinlicher zu halten und schließt — nach Hinweisen auf die Auffassung Högboms —: »Solange experimentelle Versuche über das Verhalten von Calciumcarbonat in Silikatschmelzen fehlen, die auch den wesentlichen Faktor: Druck berücksichtigen, muß der Möglichkeit einer auch magmatischen primären Ausscheidung von Calcit jedenfalls große Wahrcheinlichkeit zugesprochen werden«.

Es scheint für dies Vorkommen jedoch sehr bemerkenswert, daß im Hangenden des Ganges Kalkstein auftritt, (im Liegenden Granatepidotfels) und daß eben nahe dem Hangenden (und im mittleren Teil des Ganges) auch der Calcit im Gestein ausgeschieden ist, während er im Liegenden »so gut wie fehlt«. Es scheint mir dies eher darauf zu deuten, daß das Magma während seiner Injektion in der Gangspalte aus dem Kalkstein des Hangenden Kalkkarbonat aufgelöst (eingeschmolzen) habe, das nachträglich (vielleicht weiter hinauf in der Gangspalte) bei der Abkühlung als Calcit ausgeschieden ist.

— — - -

Die bis jetzt vorliegenden Beobachtungen über das Vorkommen von *primärem* Kalkspat in Graniten zeigen, daß derartige »Kalkgranite« im Verhältnis zu der ungeheuren Anzahl der bekannten Granitvorkommen ohne »primären Kalkspat« ganz außerordentlich selten sind.

Der Ursprung des Kalkspats in derartigen Kalkgraniten ist jedenfalls wohl in einigen Fällen auf zuvor stattgefundenes Einschmelzen von angrenzendem assimiliertem Kalkstein (»Schmiedeberger Erzlager«?), oder von eingeschmolzenen Kalksteinschollen zu beziehen. In anderen Fällen können vielleicht die von Törnebohm, Rosenbusch und Hawes versuchten Deutungen ausreichend sein.

Daß »Kalkgranite« durch ordinäre Differentiation — ohne zuerst stattgefundenes Einschmelzen von Kalkstein — aus einem granitischen Magma

gebildet wären, ist mir nach den bis jetzt vorliegenden Erfahrungen wenig wahrscheinlich. Wenn eine derartige Bildung möglich gewesen wäre, müßten sogenannte Kalkgranite viel allgemeiner sein, und nicht so selten, wie sie unzweifelhaft sind. Aus einem Granitmagma konnte ja $CaCO_3$ nicht auskrystallisieren, solange das Magma sauer genug war um Quarz zu bilden.

2. Nephelinsyenite, Cancrinitsyenite, Ijolithe, Pyroxenite etc. mit primärem Kalkspat.

Viel häufiger als in Granitgesteinen tritt Kalkspat als primäres magmatisches Erstarrungsprodukt in verschiedenen mehr basischen bis ultrabasischen Eruptivgesteinen, wie Nephelinsyeniten, Ijolithen etc. auf; außer Kalkspat finden sich, oft mit demselben zusammen, dann in derartigen Gesteinen auch andere primäre CO_2-haltige Mineralien (Cancrinit, Nosean, Apatit etc.), und derartige Silikatgesteine mit solchen CO_2-Mineralien (Cancrinitsyenite etc.) sind deshalb mit den primären Kalkspat führenden Nephelinsyeniten etc. völlig analog.

Cancrinitsyenit, in welchem der Cancrinit als *unzweifelhaft primäres* Mineral erkannt wurde, beschrieb zuerst A. G. Törnebohm aus Siksjöberg, Särna Kirchspiel, Dalarne. Siksjöberget bildet nach Törnebohm[1] einen NNW streichenden, etwa $1^1/_2$ Km. langen, schmalen Rücken (ca. 400 M. höher als der etwa 5 Km. weiter O. liegende Särna-See), welcher wahrscheinlich aus Särnait besteht, der Rücken ist jedoch sehr stark überdeckt, so daß dies Gestein nur im südlichen Ende der Höhe anstehend gefunden wurde. In der niedriger liegenden Umgebung der Höhe wurden in den hier anstehenden älteren (jotnischen) Porphyrdecken an mehreren Stellen kleine Gänge von dem bekannten dichten, hübsch grünen sogenannten »Elfdalsphonolit« (z. T. *Sussexit*, siehe oben S. 120—121) vorgefunden. Das Särnaitvorkommen von Sikjöberget ist ein schlotförmiger oder lakkolithischer, elliptischer Durchbruch durch die umgebenden Porphyrdecken und »viel jünger« als diese. Die flachliegende jotnische Formation dieser Gegend ist früher wohl von kambro-silurischen Schichten bedeckt gewesen, die jetzt nur lokal in Grabensenkungen aufbewahrt sind. Der Särnaitdurchbruch kann somit vielleicht in höherem Niveau silurischen Kalkstein durchbrochen, und sein Magma dabei von eingeschmolzenen Kalksteinschollen $CaCO_3$ aufgenommen haben. Es ist aber wohl mehr wahrscheinlich, daß der Särnait auch selbst aus jotnischer oder eokambrischer Zeit stammt.

In *Nephelinsyeniten* (Ijolithen etc.) wurde das Auftreten von *unzweifelhaft primärem Calcit* wohl zuerst aus dem Vorkommen von *Alnö*, bei

[1] Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. 6, S. 383—405 (März 1883).

Sundswall, Schweden sicher festgestellt. Schon A. E. Törnebohm hatte 1883 in seiner ersten Beschreibung des Nephelinsyenites von Alnö das Vorkommen von Kalkspat in demselben in einer solchen Weise erwähnt, daß er offenbar seinen primären Charakter erkannt hat: »Kalkspat kommt nur spärlich und in kleinen Partien meistens als Ausfüllung vor. An einer Stelle wurde doch ein kleines, dem Aussehen nach von Kristallcontouren begrenztes, in Feldspat eingeschlossenes Korn beobachtet; an einer anderen Stelle ein derartiges Korn in Aegirin«[1]. In einem Brief an Rosenbusch vom 24. März 1886 schreibt er, daß »der Kalkspat scheint häufiger zu sein«, und fügt hinzu: »Das Gestein durchsetzt einen alten körnigen Kalkstein; vielleicht kann das Vorkommen von sowohl Kalkspat als Wollastonit durch eine lokale Einmengung von Calciumcarbonat in das Syenitmagma erklärt werden«. Und Rosenbusch fügt zu dieser Bemerkung selbst hinzu: »Ich bin überzeugt, daß Törnebohm die richtige Deutung hiermit gibt; das reichlichere Auftreten des Calcits gegenüber Wollastonit erklärt sich zwanglos aus der Basicität des Eruptivmagmas«[2]. Erst durch die eingehenden Untersuchungen Högboms wurde doch der primäre Charaktes des Kalkspats in den Nephelingesteinen von Alnö vollkommen unzweifelhaft festgestellt. Schon in seiner vorläufigen Mitteilung von 1892[3] hebt er die Bedeutung des primären Calcitgehaltes der Alnögesteine hervor und erklärt denselben durch Einschmelzen von Kalkstein im Magma. Es kann kaum, sagt er, bezweifelt werden, daß »Kalkstein als Bruchstücke in das Magma hineingekommen und dann durch Kontaktwirkung zum Teil in einen magmatischen Zustand geraten sei«. »Der Kalkspat ist als solcher in bedeutenden Quantitäten vom Magma aufgenommen und bei der Erstarrung desselben zuletzt aus dem Magma ausgeschieden in derselben Weise als seine ursprünglichen Mineralsubstanzen« (l. c. S. 14 und 15). In seiner vollständigen Publikation über Alnö (1895 l. c.) hat er diese Auffassung noch weiter entwickelt. Er sagt z. B. (l. c. S. 109): »Welcher der Ursprung dieses Kalksteins auch sein mag, so viel ist doch durch zahlreiche Beobachtungen festgestellt, daß derselbe in großem Maßstabe ohne Dekomposition von dem Magma geschmolzen und aufgenommen worden ist, und daß bei der Verfestigung Kalkspat aus dem Magma auf ganz ähnlicher Weise, wie die übrigen Mineralien auskrystallisiert ist«. Er sagt darüber weiter: »Die reichliche

[1] A. E. Törnebohm. „Nephelinsyenit von Alnö". Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. 6, S. 546 (1883).

[2] Rosenbusch. Mikr. Phys. d. mass.Gest. 2. Aufl. (1887) S. 89, Anm.

[3] Geol. Fören. i Stockholm Förhandl B. 14 (1892) S. 15—18. Siehe auch seine ausführliche Abhandlung, ibid. B. 17 (1895), samt ib. B. 31 (1910), S. 356—364, und ferner Bull. of the geol. Inst. Upsala, Vol. VIII (1907), S. 223—225 (Kalkspatverwachsungen in dem Nephelinsyenit von Alnö).

Beimengung von primärem Kalkspat in den Eruptivgesteinen dieses Gebietes, die schriftgranitische Verwachsung desselben mit Nephelin, Aegirin, Feldspat u. a. Syenit-Mineralien . . . . zwingen mit Notwendigkeit zu einer solchen Auffassung. Die geringe Acidität des Nephelinsyenitmagmas, welches keinen Überschuß an Kieselsäure für die Zersetzung des Kalkspats disponierte, und der hohe Druck, unter welchem die Verfestigung dieser Gesteine sich vollzog, müssen als hinreichend für die Existenzfähigkeit des Kalciumkarbonats im Magma angesehen werden«.

Eine Reihe anderer Petrographen haben sich später betreffs des *Ursprungs* des Kalkspatgehaltes in dem Nephelinsyenit und in den Ijolithgesteinen von Alnö der Erklärung desselben von Högbom durch Einschmelzung von Kalkstein angeschlossen. Hier sollen nur die Bemerkungen Osanns[1] in Veranlassung seiner Diskussion über die Zusammensetzung des Monmouthits von Monmouth, des Ijoliths von Iivaara, des Ijolithporphyrs von Aas, Alnö etc. erwähnt werden: »Sollte nicht das nach Högbom recht allgemeine und oft sehr reichliche Vorkommen von Melanit (Schorlamit), der nicht selten bis zu mehreren Procenten des Gesteins angereicherte Kankrinit, der in zentimetergroßen Stengeln auftretende Wollastonit und der Kalkspat, der ein »sehr charakteristischer Gemengteil des Nephelinsyenits auf Alnö ist«, auf eine sehr allgemeine Resorption des Kalksteins durch das Alkalimagma schließen lassen? Auch der an Iivaarit reiche Ijolith von Iivaara enthält nach Hackmann stellenweise Wollastonit«. Osann stellt hier mit vollem Recht das Vorkommen auch von anderen CO_2-haltigen Mineralien (wie Cancrinit etc.) sowie von Kalksilikaten wie Melanit, Wollastonit, Skapolith etc. in Eruptivgesteinen zusammen mit demjenigen des Kalkspats, und weist für sie alle auf eine Erklärung ihres Daseins durch Einschmelzen von Kalkstein durch das betreffende Eruptivmagma hin, eine Erklärung, die übrigens auch früher von anderen Forschern benutzt war, so z. B. von F. F. Graeff[2] für das Vorkommen des Melanits »in allen Kaiserstühler Phonoliten« etc.

Im Jahre 1894 gab Fr. D. Adams[3] die erste Mitteilung über das große Vorkommen von Nephelinsyeniten in *Ontario*, die früher nur aus erratischen Blöcken[4] bekannt waren. Er sagt hier über das Vorkommen von Kalkspat in dem Nephelinsyenit: »Its mode of occurrence is that of an original constituent«. Er kann sich nicht der Auffassung von Törnebohm und Rosenbusch (siehe oben) über den Calcitgehalt der Kalkgranite anschließen

[1] A. Osann. „Petrochemische Untersuchungen" I, S. 53 (Heidelberg 1913).
[2] F. F Graeff. „Zur Geol. des Kaiserstuhlgebirges". Mitt. d. Bad. Landesanst. B. II, S. 443.
[3] Amer. journ. of Science Vol. XLVIII (1894), S. 10—16.
[4] A. P. Coleman. Transact. of the Roy. Soc. of Canada, Vol. VIII (1890).

und meint weiter: »Had it been derived from neighbouring limestone some evidence of corrosion or alteration might be expected from the action of the very acid magma. Further study in the field may throw additional light in the question«. Ausführlichere Mitteilungen über die Nephelinsyenite in *Ontario* wurden später in der oben (S. 32 bis 38) erwähnten grofsen Abhandlung von ADAMS und BARLOW: »Geology of the Haliburton and Bancroft areas Ontario« (1910), geliefert. Die Nephelinsyenite und die mit denselben verbundenen übrigen Nephelingesteine im Ontariogebiet sind nach ADAMS und BARLOW *an die Grenze zwischen Kalkstein und Granit gebunden:* »a carefull study of the whole area shows that the nepheline, syenite and its associated alkali syenites represent a peripheral differentiation phase of the granite (fundamental gneis)« (l. c. S. 228). Dies Vorkommen hat nun die Bildung von Mischgesteinen und einen beträchtlichen Kalkspathgehalt in den Nephelingesteinen veranlafst.

ADAMS und BARLOW beschreiben eingehend, wie im Kalkstein längs der Grenze gegen die Nephelingesteine »large individuals of nepheline, biotite and other constituents of the syenite can be seen to have developed in the limestone, . . . while masses of the limestone, great and small, can be found scattered though the nepheline syenite along the contact. . . . Every stage of the passage from the solide limestone to the separate calcite grains enclosed in the constituent minerals of the nepheline syenite can be distinctly traced. . . . The calcite in the syenites is undoubtedly foreign to the magma and represents inclusions of the surrounding limestone« (l. c. S. 232—233). Es wird auch hervorgehoben, dafs das Vorkommen von Nephelinsyenit im Methuengebiet, das einzige wo kein Kalkstein auf der Grenze gegen denselben auftritt, sich von den übrigen Vorkommen abweichend verhält, indem hier kein frischer Kalkspat im Gestein vorhanden ist. Zum Beweis dafür, dafs die Kalkspatkörner der Nephelinsyenite der übrigen Vorkommen aus dem angrenzenden Kalkstein stammen, heben die Verfasser hervor, dafs sie zeigen »the twisting and strain shadows to be observed in the constituent parts of the invaded limestone, while the minerals of the nepheline syenite which enclose them are free from all signs of pressure«. Wenn ich dies recht verstanden habe, sind die erwähnten Beobachtungen über die derartig erhaltenen Kalkspatkörner in der *Grenzzone* des Nephelinsyenites gegen den angrenzenden Kalkstein nur angeführt um zu beweisen, dafs der Kalkspatgehalt des Nephelinsyenites aus dem angrenzenden Kalkstein stammt. Weiter von der Grenze ist aber der Kalkspat wohl nicht als ungeschmolzene Körner erhalten, sondern nach Einschmelzen des Kalksteins im Magma wieder als magmatisches Erstarrungsprodukt auskrystallisiert?

Noch ein drittes Gebiet mit Nephelinsyeniten und verwandten Gesteinen, die durch einen gleichmäßig verbreiteten Kalkspatgehalt charakterisiert sind, ist wie bekannt von Ths. H. Holland (1901) aus dem *Coimbatore Distrikt in der Präsidentschaft Madras, Indien* beschrieben: Holland betrachtet im Anschluß zu Högbom den Kalkspat dieser Nephelinsyenite als ein ebenso primäres Mineral wie die übrigen Mineralien des Gesteins[1]. Über den Ursprung des $CaCO_3$-Gehaltes im *Magma* der Sivamalai-Gesteine (ob durch Einschmelzen von Kalkstein?) gibt Holland, abgesehen von seiner Hinweisung auf die Analogie mit Alnö, keine nähere Erklärung. Von Interesse ist es, daß der Kalkspat in diesen Gesteinen (wie im Nephelinsyenit des Botogolski-Golez — siehe unten) mit *Graphit* zusammen vorkommt. Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe sind aus dem von Holland beschriebenen indischen Gebiet nicht bekannt.

Im Jahre 1907 beschrieb T. L. Walker auch aus einem zweiten Vorkommen in Indien, aus *Koraput in Vizagapatam Distrikt, in der Präsidentschaft Madras*, Nephelingesteine, als Miascite und Theralite charakterisiert, die mit gneisartigen Charnokiten und Gneisgraniten in einem 250 miles langen Gebiet im nördlichen Teil der östlichen Ghauts auftreten. Der vollkommen frische Nephelinsyenit besteht aus Mikroperthit und Nephelin (37 %) mit grünbrauner Hornblende und braunem Biotit samt *Calcit* (ca. 1 %) in »well twinned anhedra«. »It can hardly be regarded as other than an original constituent of the rock mass«[2].

Sowohl die kanadischen als die eben erwähnten indischen Kalkspat-führenden Nephelinsyenite sind *Gesteine mit ausgesprochener Parallelstruktur.*

Aus dem *Borolanitgebiet von Cnoc-na-Sroine, Assynt, N. Schottland* erwähnt J. Shand unter den Mineralien des Borolanites (l. c. S. 428) auch *Kalkspat* »nicht selten«, und fügt hinzu: »Er stammt vielleicht nur aus dem umliegenden Kalkstein.« Der Kalkspat wird unter den übrigen primären Mineralien aufgeführt (als Zersetzungsprodukte werden weiter unten Muscovit, Chlorit und Magnetit erwähnt) und scheint deshalb unzweifelhaft den Charakter der primären Mineralien zu zeigen.

1910 publizierte O. Stutzer eine kurze Mitteilung: »Über primären Calcit in Elæolithsyenit des *Botogolsky-Golez in Ostsibirien (Graphitgrube Alibert)*«[3]. »Der Elæolithsyenit bildet . . . die Kuppe eines Berges des Botogolsy-Golez. Er wird allseitig umgeben von Gneisen, Glimmerschiefern, Kieselschiefern und graphitreichen Kalksteinen«; er besteht vorherrschend

[1] „The Sivamalai Series". Mem. Geol. Surv. of India, Vol. XXX, Part 3 (1901), S. 197.

[2] T. L. Walker. „Nepheline syenites from the hill tracts of Vizagapatam district, Madras presidency". Geol. Surv. of India Records. Vol. XXXVI, Part 1; 1907.

[3] Centralbl. f. Min., Geol. und Palæontol. 1910, S. 433—435.

aus *Mikroklin* (Mikroperthit und Orthoklas) mit *Pyroxen*, ferner auch mit Amphibol und Biotit, und z. T. Titanit (und Graphit). Der Nephelin bildet bisweilen idiomorphe Körner. »Der Calcit wird teilweise von anderen frischen Gesteinsgemengteilen eingeschlossen. Er ist daher mitunter eine der ersten Ausscheidungen des Magmas . . . Der Calcit muß hier überall als primäre Kristallisation gedeutet werden, die relativ gleichzeitig mit der Kristallisation der übrigen Mineralien im Schmelzfluß erfolgte.« . . . »Was der ursprünglichen Herkunft des Calcitgehaltes dieses Magmas betrifft«, meint STUTZER, »weil älterer Kalkstein im sedimentären Nebengestein vorkommt und da auch größere Kalksteinschollen an einzelnen Stellen im Magma eingebettet sind, so ist eine sekundäre Natur dieses Calcitgehaltes im Magma immerhin wahrscheinlicher als eine primäre«. »Wenn nun aber auch dieser Calcitgehalt dem ursprünglichen Elæolithsyenit-Magma vielleicht fremd war, so ist der auskristallisirte Calcit, den wir heute in diesen Elæolithsyeniten finden, doch immerhin gleichzeitig mit dem Magma auskristallisirt und nicht sekundär. Die Calcite müssen daher mit demselben Rechte wie die anderen Bestandteile dieses Gesteines als primäre Ausscheidungen bezeichnet werden«.

Ungefähr gleichzeitig mit dieser interessanten Beschreibung des Vorkommens von Botogolsky-Golez beschrieb I. UHLIG eine pegmatische Verwachsung von Kalkspat und Feldspat aus einem Einschluß in Basalt vom FINKENBERG bei Bonn und zog daraus den Schluß, daß der Kalkspat dieses Einschlusses als ein primäres Mineral aufgefaßt werden mußte[1].

Aus dem oberen *Zarafschan, Turkestan*, beschrieb P. PREOBRASCHENSKY im Jahre 1911[2] ein Vorkommen von Nephelinsyenit mit Cancrinit, idiomorphem (primärem) Kalkspat etc. Der Cancrinit bildet Streifen, dem Kontakt mit angrenzendem Kalkstein parallel angeordnet, was entschieden auf Assimilation des Karbonates durch das durchsetzende Magma des Eruptivgesteins deutet.

Für das oben (S. 29—31 besprochene Gebiet von Nephelingesteinen bei *Ice River, British Columbia* wurde schon erwähnt, daß J. A. ALLAN 1912 (l. c.) den Kalkspat dieser Gesteine als ein primäres Mineral auffaßte, und ebenso daß er den Ursprung des Karbonatgehaltes im *Magma* derselben durch Einschmelzen von durchsetzten Kalksteinen erklärte.

[1] I. UHLIG, Beitrag z. Kenntn. d. Granaten in vulk. Gest. und Auswürfl. d. Niederrheins. Verh. d. Naturhist. Vereins etc. 1910, B. 67, S. 307 (citiert nach E. SCHUSTER).

[2] Annales de l'Institut Polyt. Pierre le Grand, St. Petersburg, Vol. 15, S. 293. (Citiert nach R. A. DALY, Ign. rocks and their origin (1914), S. 293).

In seiner späteren ausführlichen Publikation von 1914 hebt ALLAN hervor, daß der Kalkspat »is invariably present as a primary constituent in those types which occur on or near the contact with the crystalline limestone. Its mode of occurrence suggests that the mineral is distinctly foreign to the magma, and has been derived the neighbouring limestones. This mineral occurs as angular grains, sometimes enclosed in other constituents but more frequently interstitial. — — — In most cases it is not a secondary constituent.[1]«

Über den Karbonatgehalt im Cancrinit des Särnaits von *Kuolajärvi*, Finnland, und seine Beziehung zu eingeschmolzenem Kalkstein siehe oben (S. 123—124).

Im Jahre 1913 beschrieb PERCY QUENSEL[2] aus dem *Almungegebiet* in *Upland, Schweden* (östlich von Upsala) das Vorkommen von primärem Kalkspat in *Syeniten* (Umptekiten), sowie von Cancrinit und Vesuvian in *Nephelinsyeniten* ebendaselbst, und deutete dieselben als aus Assimilation von unreinen Kalksteinen durch das Silikatmagma entstanden. Eine nähere Besprechung dieses interessanten Vorkommens soll weiter unten folgen.

1916 beschrieb TH. VOGT[3] ein sehr interessantes, von J. REKSTAD entdecktes Vorkommen von verschiedenen Eruptivgesteinen mit primärem Kalkspat aus mehreren kleinen Inseln in der Gegend von *Hortaver* an der Küste des nördlichen Norwegens, etwa 12 Km. NW von der Insel Leka. Das herrschende Gestein ist hier ein eigentümlicher *Gabbropyroxenit;* außerdem findet sich ein dioritisches Gestein mit Adern von Augitsyenit. An mehreren Stellen kommen auch Schollen von Kalkstein vor. Wo die Eruptivgesteine an diese angrenzen, haben sie den Kalkstein assimiliert, wodurch u. a. aus dem Pyroxenit ein eigentümliches, als *Hortit* bezeichnetes *Mischgestein* entstanden ist. Zwei analysierte Proben zeigten eine *chemische* Zusammensetzung, die von derjenigen der Melteigit-Jacupirangite des Fengebietes nicht allzu sehr verschieden ist, wie aus der folgenden Zusammenstellung der einen dieser Analysen (I) mit einer Analyse eines Melteigit-Jacupirangites aus dem Fengebiete (II) hervorgeht:

[1] Geol. Survey of Canada Mem. 55. „Geol. of Field Map Area B. C. and Alberta". Ottawa, 1914, S. 173.

[2] P. QUENSEL, „The alcaline rocks of Almunge". Bull. of the geol. Inst. of Upsala. Vol. XII, S. 129—200 (1913—14).

[3] TH. VOGT, „Petrographisch-chemische Studien an einigen Assimilationsgesteinen der nordnorwegischen Gebirgskette. Kristiania Vid.-Selsk. Skrifter. Math.-naturv. Kl. No. 8. (1915). Kristiania 1916.

	SiO_2	$(Ti,Zr)O_2$	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	(Ca, Ba)O	Na_2O	K_2O	$+H_2O$	P_2O_5	CO_2	Cl,F,S	
I	45.22	1.60	7.54	2.61	9.96	0.16	4 26	21.24	2.15	1.47	0.65	0.65	2.60	—	100.11
II	43.58	2.55	7.80	4.23	6.09	0.22	6.46	21.95	1.10	1.33	1.27	2.58	0.10	0.47	99.73

Die von Th. Vogt aus den 2 Analysen des Hortits berechneten *Mineralienzusammensetzungen* sind dagegen recht wesentlich verschieden von derjenigen des Melteigit-Jacupirangits, indem sie einen bedeutenden Gehalt an Feldspäten, dagegen keinen Nephelin enthalten. Die beiden Proben des Hortits sollten nach der Berechnung Th. Vogts bestehen aus:

	Mikroklin & Mikroperthit	Oligoklas	Pyroxen	Hornblende	Vesuvian	Titanit	Apatit	Kalkspat
Hortit I	14.0	10.2	37.3	25.3	0.5	2.7	1.3	8.7
Hortit II . . .	12.0	5.7	71.0		—	3.9	1.5	5.9

Der Pyroxen ist im Hortit teils ein grüner, teils ein violetter Pyroxen, ausnahmsweise auch Ägirinaugit; die Hornblende teils braune Hornblende, teils Hastingsit, was ebenso wie das Vorkommen von primärem Vesuvian an Almunge erinnert. Der Kalkspat ist etwa gleichzeitig mit den Feldspäten auskrystallisiert und muß deshalb mit demselben Recht als diese als primär bezeichnet werden. Th. Vogt schließt aus seinen sehr sorgfältigen Beobachtungen, daß das »Gesteinsmagma aus den vorhandenen Kalksteinschollen etwas $CaCO_3$ assimiliert hat, das später als Calcit kristallisierte.«

Die oben erwähnten, von Th. Vogt untersuchten Eruptivgesteine gehören Injektionen während der kaledonischen Bergkettenbildung. Nach seiner sehr interessanten Auseinandersetzung hat die Injektionstemperatur derselben im nördlichen Norwegen bisweilen wenigstens 1300° C. erreicht, eine Temperatur, welche in der größeren Tiefe der Bergkette unter dem dort herrschenden größeren Druck *eben auch ihre Assimilisation von Kalkstein möglich machte;* Vogt hebt diese Assimilationsbedingungen hervor als wesentlich verschieden von den im Kristianiagebiete herrschenden Verhältnissen, wo die silurischen Kalksteine von den hier aufgepreßten Eruptivmagmen nur kontaktmetamorphosiert, nicht assimiliert sind, ein Unterschied, welcher eben durch die niedrigere Temperatur (von V. M. Goldschmidt früher auf etwa 1000 bis 1200° C. geschätzt), sowie auf den geringeren Druck in dem höheren Niveau, wozu sie aufgepreßt waren, erklärlich ist, — in voller Übereinstimmung mit der Auffassung, die auch ich früher

über diese Frage behauptet habe (Eruptivgesteine des Kristianiagebietes II, S. 152; 1895).

In dieser Verbindung kann ferner auch ein Vorkommen von Nephelin und primären Kalkspat führenden Pegmatitgängen von *Seiland in W-Finmarken*, Norwegen, erwähnt werden.

Das Vorkommen von großen Zirkonkrystallen und Nephelin war hier aus losen Blöcken schon lange bekannt (Th. Scheerer 1848, Karl Pettersen 1874). Erst 1915 gelang es Adolf Hoel das Vorkommen dieser Mineralien in festem Felsen nachzuweisen. A. Hoel und J. Schetelig haben dann (1916) die Mineralien und Gesteine dieses Vorkommens beschrieben[1], und auch Th. Vogt hat nach einem kurzen Besuch derselben einige supplierende Beobachtungen publiziert[2].

Der Nephelin tritt nach diesen Erläuterungen hier an *pegmatitischen* Gängen auf in »crystals up to $1^1/_2$ meters in diameter«. Es wurden unterschieden drei verschiedene Typen verwandter Pegmatitgänge: »1) Calcite-bearing dykes; 2) Nepheline-bearing dykes; 3) Corundum-bearing dykes«. *Der Kalkspat tritt als vollkommen primäres Mineral auf* und wurde (von Vogt) erklärt dadurch, daß das Magma der Pegmatitgänge Kalkspat aus Kalksteineinschlüssen in Eruptivmagmen aufgenommen habe.

Von großem Interesse für die Frage über das primäre Vorkommen von Kalkspat und anderen CO_2-haltiger Mineralien in eruptiven Silikatgesteinen sind die Untersuchungen von R. Brauns[3] und E. Schuster über *karbonathaltige Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet.* Schon in seiner Abhandlung: »Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet« erwähnt Brauns Cancrinit und Kalkspat aus diesen Auswürflingen als vollkommen primäre Mineralien (l. c. S. 202). In seiner späteren Abhandlung: »Über den Apatit aus dem Laacher Seegebiet«[4] bespricht er die Rolle der CO_2 in den Mineralien dieser Auswürflinge, im Cancrinit, Nosean, Skapolith, Apatit und Kalkspat: »Primär ist die Kohlensäure z. T. an Calcit gebunden, der ursprünglich ein Einschluß in dem Tiefenmagma gewesen sein mag, z. T. in der Tiefe als Calcit geschmolzen und wieder auskristallisiert war (solcher Calcit enthält Glaseinschlüsse, ist vom Feldspat durchwachsen und tritt als Einschluß im frischen Cancrinit auf), z. T. von dem Magma resorbiert worden ist und Bestandteile für jene

[1] „Nepheline-bearing pegmatitic dykes in Seiland". Festschr. Herrn Prof. A. Helland gewidmet, Kristiania 1916, S. 110—131.

[2] Norsk Geol. Tidsskrift, B. IV, S. 267 (1918).

[3] R. Brauns (& Joh. Uhlig). „Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet". Mitt. aus d. Min. Inst. d. Univ. Bonn. No. 18 (1912). Neu. Jahrb. Min. etc. B. B. XXV (1912).

[4] Mitt. aus d. Min. Inst. d. Univ. Bonn. No. 27. Ibid. B. B. XLI (1916).

Mineralien geliefert hat« (l. c. S. 91). In einer weiteren Abhandlung (von 1919[1]) erwähnt er ferner (außer *calcitreichen pegmatitischen Auswürflingen*, die weiter unten besprochen werden sollen) *syenitische Auswürflinge*, reich an Calcit, »der nicht anders als magmatische Bildung angesehen werden kann, gleichaltrig mit Alkalifeldspat, die sich gegenseitig umschließen«. Er bezeichnet diese Auswürflinge als *Calcitsyenite* (l. c. S. 5).

Ausführlichere Mitteilungen über diese *Calcitsyenite* wurden zuerst von E. SCHUSTER geliefert[2]; er beschreibt dieselben als grobkörnige, graue, feste, vorherrschend aus Orthoklas, Lepidomelan, und Ägirinaugit mit Kalkspat bestehende Gesteine mit (untergeordnet): Apatit, Titanit, Magnetit, Nosean und Nephelin. Sie wurden dann später von BRAUNS noch ausführlicher in seiner größeren Abhandlung von 1921[3] besprochen. Der Kalkspatgehalt dieser Gesteine wurde in mehreren derartigen Auswürflingen zu zwischen ca. 10 und ca. 20 % bestimmt; die Analyse (l. c. S. 74) eines derartigen Calcitsyenits (mit 10.35 % Kalkspat) zeigt eine chemische Zusammensetzung, die an diejenige verschiedener Übergangsgesteine zwischen den oben beschriebenen Hollaiten und Tveitåsiten des Fengebietes erinnert[4]. Sowohl SCHUSTER als BRAUNS scheinen sich der Auffassung HÖGBOMS anzuschließen, daß der unzweifelhaft primäre Kalkspat (Cancrinit etc.) in den Tiefengesteinseinschlüssen des Laacher Seegebietes auf zuerst in der Tiefe stattgefundenes Einschmelzen von Kalkstein zu beziehen ist, »obwohl die Möglichkeit, daß seine Bestandteile dem Magma von Haus aus angehört haben, keineswegs von der Hand zu weisen ist« (SCHUSTER l. c. S. 308). Es ist recht bemerkenswert, daß BRAUNS in seiner letzten interessanten Abhandlung über die Auswürflinge des Laacher Seegebietes unter den sehr verschiedenartigen leukokraten und melanokraten Alkaligesteinen desselben auch Übergänge in Gesteine aus der Gruppe der Essexite, Shonkinite, Theralithe und *Ijolithe* erwähnt.

Eine ungewöhnlich lehrreiche Untersuchung publizierte PENTTI ESKOLA[5] im Jahre 1921 über eigentümliche calcitführende Erstarrungsgesteine aus der Halbinsel *Sviatoy Noss an der Ostseite des Baikalsees in Sibirien.* Diese Halbinsel besteht vorherrschend aus krystallinischen Schiefern, in welchen

[1] Mitt. aus d. Min. Inst. d. Univ. Bonn. No. 31. Centralbl. f. Min. etc. 1919, S. 1–12.

[2] E. SCHUSTER. „Calcitführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet". Mitt. aus d. Min. Inst. d. Univ. Bonn, No. 34. Neu. Jahrb. f. Min. etc. B.B. XLIII. S. 295–318 (1920).

[3] R. BRAUNS. „Die phonolithischen Gesteine des Laacher Seegebietes und ihre Beziehungen zu anderen Gesteinen dieses Gebietes". Mitt. aus d. Min. Int. d. Univ. Bonn, No. 35. (Ibid. B.B. XLVI, S. 1–116; 1921).

[4] Meine obenstehende Beschreibung der Hollaite und Tveitåsite war schon fertig gedruckt, ehe die oben genannten Abhandlungen von SCHUSTER und BRAUNS publiziert waren.

[5] PENTTI ESKOLA. „On the igneous rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia". Öfvers. av Finska Vetensk. Soc. Förhandl. B. LXIII, Afd. A. No. 1. Helsingfors 1921.

auch grobkrystallinische Kalksteine eine wesentliche Rolle spielen. In den krystallinischen Schiefern finden sich große Intrusionen von Granit; wo das Granitmagma in die Kalksteine injiciert war, wurden diese in großer Ausdehnung assimiliert, und es wurde dadurch ein syenitartiges Gestein gebildet, ein *Andraditsyenit*, von Eskola als *Sviatonossit* bezeichnet »The Sviatonossite is a true igneous rock of the composition of syenite to which is added lime, containing alkali feldspars, aegirite-augite and andradite as ordinary constituents. It has originated by an assimilation process from the granite-magma of the neighbouring large batholith: this has first produced andradite-skarn and subsequently, at deeper levels, resorbed it again. Finally the constituents have crystallized out in the regular way.« — Außer den drei Hauptmineralien finden sich in den Sviatonossiten in untergeordneter Menge auch Titanit, Apatit, Magnetit, Epidot und Orthit, Hornblende, Biotit und *primärer Kalkspat.* — »This constituent occurs in quite fresh specimens, and there are no facts to indicate it to be of secondary origin.« Außer den Sviatonossiten ist auch eine Reihe anderer Gesteinstypen durch die der Granitintrusion begleitenden Assimilations- und Differentiationsprozesse auf Sviatoy Noss gebildet: verschiedene Typen von Pyroxensyeniten (porphyrische Pyroxensyenite, Pyroxen-Hornblendesyenite, Pyroxen-Hornblende-Skapolithsyenite, aplitische Epidotsyenite, feinkörnige Ägirinaugitgranite etc.). Eskola hebt die nahen petrographischen Analogien der Sviatonossitserie mit der Gesteinsserie des Borolanitlakkolithes von Cnoc-na-Sroine nach Shands Beschreibung hervor. Er weist auch hin auf die unzweifelhaften genetischen Relationen zwischen den Sviatonossiten, Borolaniten und Maligniten einerseits und die verschiedenen Titangranate führenden Gesteine der Ijolithserie auf der anderen Seite.

Es könnte wohl außer den oben erwähnten auch noch eine Anzahl anderer Vorkommen von Nephelinsyeniten (Cancrinitsyeniten etc.), Ijolithen, Melteigiten, Jacupirangiten, sowie auch von Syeniten etc. mit *primären*, aus magmatischen Lösungen erstarrten Karbonatmineralien angeführt werden. In den meisten älteren Beschreibungen von verschiedenen, durch Kalkstein aufsetzenden Nephelinsyenitvorkommen (z. B. Ditro, Miask etc.) sind aber die in denselben auftretenden Karbonatmineralien, namentlich Kalkspat und Cancrinit ohne weiteres durchgehends als ausschließlich sekundäre Bildungen aufgefaßt; wenn dies auch unzweifelhaft z. T. richtig ist, ist es anderseits sehr wahrscheinlich, daß die genannten Mineralien in diesen Gesteinen z. T. auch primär gebildet sein dürften. Eine vollständigere Revision der *älteren* Litteratur dieser Frage wegen schien mir deshalb nicht die Mühe

zu lohnen. Die schon referierten Beispiele dürften aber vollständig genügen um den Charakter der betreffenden Karbonatmineralien, und dann namentlich des Kalkspats, als *unzweifelhaft primäre Erstarrungsmineralien* in verschiedenen Silikatgesteinen sicher festzustellen.

Für den Cancrinit wurde nach dem obenstenden sein Charakter als bisweilen sicher primäres Mineral in eruptiven Silikatgesteinen schon im Anfang der 80-er Jahre allgemein anerkannt (Särna); für den Kalkspat wurde seine primäre Bildung aus einem Silikatmagma, wie erwähnt, namentlich durch Högboms Untersuchung über das Alnögebiet im Anfang der 90-er Jahre festgestellt. Die rückhaltlose Anerkennung des Vorkommens von Kalkspat als primäres Mineral in Eruptivgesteinen ist jedoch nur langsam fortgeschritten und ist erst in den allerletzten Jahren eine mehr allgemeine geworden. Selbst Rosenbusch, welcher doch 1886 die Erklärung Törnebohms betreffs des Alnövorkommens akzeptiert hatte, erwähnt in seiner Besprechung des Vorkommens des Calcits[1] nicht, daß er auch in Eruptivgesteinen, als aus Eruptivmagmen erstarrtes primäres Mineral auftreten kann, und selbst seine weite Verbreitung in dem Nephelinsyenit von Alnö wird als nur »in scheinbar ursprünglichen Körnern« charakterisiert[2].

F. W. Clarke spricht sich über das Vorkommen von Kalkspat als primäres Mineral in Eruptivgesteinen derartig aus: »Calcite is sometimes apparently of primary origin, but not certainly so. When heated under ordinary conditions, calcite dissociates into $CaO + CO_2$; but under great pressure it may be fused without decomposition. It is not impossible, therefore, that it may have formed in some cases during the solidification of a magma at great depth«[3]. Auch J. P. Iddings drückt sich (1909) noch vorsichtig aus: »Calcite is considered by some petrographers as a pyrogenetic mineral in certain igneous rocks, where its precence may be the result of absorption from carbonate rocks near their contact with igneous magmas«[4].

1911 kamen so die wichtigen Untersuchungen von J. Königsberger über »Umwandlungen und chemische Reaktionen in ihrer Verwendung zur Temperaturmessung«[5]. Es wurde hier präcisiert, daß »Nur wenn das Magma in Bezug auf CaO gesättigt ist, kann sich Calciumcarbonat dauernd in ihm halten, und wenn außerdem seine Temperatur eine geringere Zersetzungsspannung bedingt, als dem überlastendem Druck entspricht. Ein

[1] Mikr. Phys. d. petr. wicht. Min. 4. Aufl. (1905), S. 100—101.

[2] Mikr. Phys. d. mass. Gesteine, 4. Aufl. (1907), S. 213.

[3] F. W. Clarke. „The data of geochemistry". U. S. G. Surv. Bull. No. 330 (1908), S. 351; auch in späteren Ausgaben.

[4] J. P. Iddings. „Igneous rocks", Vol. I, S. 42 (1909).

[5] Neu. Jahrb. f. Min. etc. B. B. XXXII (1911).

solches Magma ist offenbar der von A. G. Högbom studierte Nephelinsyenit von Alnö. Die mitgerissenen Einschlüsse von (silurischem?) Kalk wurden geschmolzen ohne zersetzt zu werden. Daher kommt dort Calciumcarbonat in schriftgranitischer Verwachsung mit Olivin und Ägirin vor. An der gleichzeitigen pyrogenen Auskristallisation ist nicht zu zweifeln« (l. c. S. 126—127). »Ist dagegen der Dissociationsdruck der Kohlensäure wesentlich höher, als der Überlastung entspricht (also bei hohen Magmatemperaturen, Bildung kristallinischer Schiefer), so entweicht sie, und das zurückbleibende CaO wird sich mit dem flüssigen Magma zu Kalksilikaten verbinden. Je höher die Temperatur, um so stärker ist auch die Affinität der Kieselsäure gegenüber der Kohlensäure« (l. c. S. 127). »Beachtenswert ist, daß Kalkeinschlüsse in Tiefengesteinen äußerst selten sind« (l. c. S. 128). Königsberger versuchte deshalb auf Grundlage einer angenäherten Druckschätzung der einem Eruptivmagma bei seiner Erstarrung überlagernden Gesteinsmasse seine Erstarrungstemperatur zu bestimmen.

Im Jahre 1912 kam dann ferner die grundlegende Untersuchung von H. E. Boecke über »Die Schmelzerscheinungen und die umkehrbare Umwandlung des Calciumcarbonates«[1], worin experimentell festgestellt wurde, daß das Calciumcarbonat bei einem Druck von 110 Atmosphären bei 1289° schmilzt, und bei Abkühlung wieder krystallinisch erstarrt. »Bei unreinen Kalksteinen wird das angegebene Temperaturmaximum im allgemeinen erniedrigt. Der Druck eines Magmas mit nicht umgeschmolzenen Calciumcarbonateinschlüssen muß bei der erwähnten Höchsttemperatur wenigstens 110 Atm. betragen, was bei der Annahme einer hydrostatischen Druckverteilung durch eine Mächtigkeit von ca. 440 M. des Hangenden erreicht wird (spez. Gew. 2.5).«

Nach dem Erscheinen der genannten wichtigen Untersuchungen von Königsberger und Boecke haben in neueren Publikationen die Petrographen ganz allgemein und rückhaltlos das Vorkommen von primärem Kalkspat in vielen intermediären und basischen Eruptivgesteinen, namentlich Tiefengesteinen anerkannt. So erklärt z. B. R. A. Daly[2], daß »no reasonable doubt now remains as to the primary nature of the calcite enclosed in many eruptive bodies«, in »a few granites« namentlich aber »in nephelite syenites and their close allies« (l. c. S. 434).

Wenn ich über die bis jetzt näher beschriebenen Vorkommen von *primären* aus dem Magma erstarrten Karbonatmineralien, und dann namentlich Kalkspat und Cancrinit in Nephelinsyeniten, Cancrinitsyeniten, Ijolithen

[1] Neu. Jahrb. f. Min. etc. 1912 I, S. 92—121.
[2] Reg. A. Daly. „Igneous rocks and their origin" (1914).

etc. oben eine verhältnismäßig so ausführliche Übersicht gegeben habe, ist dies wesentlich geschehen, um gleichzeitig klar zu legen, *daß dieser Gehalt an primären Karbonatmineralien in den genannten Silikatgesteinen wahrscheinlich durchgehends auf eine Zufuhr ihres Gehaltes an CO_2 (als $CaCO_3$) zu ihrem Magma von außen und zwar im Allgemeinen aus assimiliertem Kalkstein zu beziehen sein dürfte.*

Ein derartiges Einschmelzen von angrenzendem Kalkstein in ihrem Magma wurde an einer großen Anzahl von Vorkommnissen direkt nachgewiesen oder überaus wahrscheinlich gemacht: an Alnö; Haliburton & Bancroft, Ontario; Cnoc-na-Sroine, Assynt; Botogolsky Golez; Zarafschan; Ice River, Columbia; Kuolajervi; Hortavær; Sviatoy Noss. Die Anzahl dieser Vorkommen ist im Verhältnis zu denjenigen, an welchen kein angrenzender Kalkstein nachgewiesen war, und für welche aus den vorliegenden Beobachtungen ein unmittelbarer Beweis für ein stattgefundenes Einschmelzen von Kalkstein deshalb nicht geliefert werden konnte, so bedeutend, daß meiner Ansicht nach auch für diese übrigen primären Calcit- oder Cancrinit etc. führenden Vorkommen angenommen werden muß, daß der CO_2 respektive $CaCO_3$-Gehalt ihrer Magmen denselben von außen und zwar aus assimiliertem Kalkstein zugeführt ist. Bei derartigen Vorkommen muß deshalb der Kalkstein, aus dem der $CaCO_3$-Gehalt dem Magma zugeführt wurde, entweder höher gelegen haben und somit wegerodiert sein oder irgendwo in größerer Tiefe eingeschmolzen sein, so daß sein Dasein nicht direkt nachgewiesen werden konnte.

3. Vorherrschend aus Karbonaten bestehende Erstarrungsgesteine, Karbonatfelse, Karbonatite.

In dem Alnögebiete wie auch im Fengebiete finden sich, wie oben erwähnt, außer Silikatgesteinen mit mehr oder weniger hervortretendem Gehalt an primären, aus ihrem Magma bei der Erstarrung ausgeschiedenen Karbonatmineralien (Kalkspat, Cancrinit etc.) auch *ganz vorherrschend aus Karbonaten bestehende Gesteine: Karbonatfelse (Karbonatite), die ebenso wie die daselbst auftretenden karbonatführenden Silikatgesteine als massige Erstarrungsgesteine aufgefaßt werden müssen.*

Derartige magmatische Karbonatgesteine wurden in neuerer Zeit zuerst von Högbom aus Alnö beschrieben; ich weise deswegen auf die oben an mehreren Stellen angeführten Citate nach der grundlegenden Abhandlung von Högbom hin. Daß die in größerer Masse auftretenden Kalksteinpartien, sowie auch die »Kalkgänge« und die »Kalkpegmatite« von Alnö typisch »*massige Erstarrungsgesteine*« sind, haben auch viele spätere

Besucher dieser interessanten Insel mit Högbom erkannt (siehe oben S. 248—249). Dieselbe Schlußfolgerung wurde oben auch für die verschiedenen Karbonatite (Sövite, Rauhaugite), sowie für die kalkreichen Mischgesteine (Hollaite, Käsenite, Ringite, Käsenitpegmatite, Ringitpegmatite) des Fengebietes gezogen.

Derartige aus Karbonatmagmen erstarrte Gesteine sind wahrscheinlich auch aus anderen Gebieten bekannt. Högbom hatte selbst in einer ziemlich ausführlichen Auseinandersetzung die Kalksteinvorkommen von Schelingen etc. und die schmalen »Kalkgänge« des Kaiserstuhls mit den entsprechenden Vorkommen des Alnögebietes verglichen (l. c. S. 116—119): »Das Alnögebiet kann sozusagen einen Tiefenschnitt des Kaiserstuhls repräsentieren.« »Auffallend ist die Ähnlichkeit der schmalen Kalkgänge . . . mit manchen Varietäten der . . . Kalkgänge auf Alnö.« . . . »Wenn man sich vorstelle, daß ein Eruptivmagma von der durchschnittlichen Zusammensetzung des Kaiserstuhlgebietes, nach einem Kesselbruch, welcher auch Kalkmassen in die Tiefe und in das Magma brachte, allmählich unter Spaltungsprozessen und hohem Druck unterworfen, sich verfestige, mit den Kalkmassen verschmelze und dieselben metamorphosiere, so würden vielleicht die Resultate den Erscheinungen des Alnömassives in vieler Hinsicht ähnlich werden.«

Ich habe selbst vor vielen Jahren die bekannten Kalksteinvorkommen von Schelingen etc. im Kaiserstuhl besucht und bin mit Högbom darin einig, daß sie mit den Kalksteinen von Alnö — und mit den Söviten etc. des Fengebietes — so viele Analogien darbieten, daß ihre Bildung mit derjenigen dieser beiden nordischen Vorkommen wahrscheinlich analog sein dürfte. Der Koppit führende Kalkstein von Schelingen ist kaum ein in ordinärer Weiser kontaktmetamorphosierter Jurakalkstein, kann aber wohl das Resultat einer Schmelzung eines solchen repräsentieren, was keineswegs durch den Nachweis von Fossilien im mesozoischen Kalkstein der *Umrandung* des Kaiserstuhls ausgeschlossen scheint. Auch R. Brauns hat sich (l. c. 1921, S. 73) den Ansichten Högboms über die Kalksteine und Kalkgänge von Alnö als Erstarrungsgesteine angeschlossen, und scheint auch Högboms Hinweisung auf eine entsprechende Deutung der Bildung des Koppitkalksteins von Schelingen berechtigt zu finden. Im Zusammenhang damit spricht er die Vermutung aus, daß ein schon 1898 von ihm beschriebenes Gestein eines 1 bis 2 Meter mächtigen, eigentümlichen Gangs aus der Nähe von dem *Badloch* im Kaiserstuhl, und welches damals von ihm als ein Kontaktgestein aufgefaßt wurde[1], »vielmehr ein selbständiges

[1] R. Brauns. „Ein neues Kontaktgestein aus dem Kaiserstuhl". Berichte d. Oberhessischen Gesellsch. f. Natur- und Heilkunde, 1898. Ebenso im Neu. Jahrb. f. Min. etc. 1899, I, S. 79.

Ganggestein ist«. Dies Gestein besteht aus Melanit, Gehlenit, Hauyn, Augit, Glimmer, Apatit und Kalkspat als zuletzt auskrystallisiertes Mineral. Schon die Beschreibung der einzelnen Strukturverhältnisse des Gesteins schien eine primäre Bildung des Kalkspats anzudeuten und BRAUNS stellte sich dieselbe auch schon 1898 derartig vor, daß von dem Magma des in der Nähe anstehenden Hauynphonoliths ein Teil des benachbarten Kalksteins des Badlochs »aufgelöst wurde, und daß aus dieser gemischten, an Calcium und Kohlensäure reichen magmatischen Lösung die Mineralien krystallisiert sind und das Gestein fest geworden ist.« Nach den jetzt vorliegenden Erfahrungen dürfen wohl vielleicht nicht nur das betreffende Ganggestein, sondern auch der massige Kalkstein von Badloch mit seinem Gehalt an Dysanalyt, Apatit, grünem Pyroxen etc. (ebenso wie der vollkommen massige Kalkstein von Schelingen mit seinen zahlreichen Mineralien: Sanidin, Barytbiotit, Olivin, Magnetit, Magnoferrit, Spinell, Koppit, Dysanalyt, bis 5 % Apatit etc.) als aus magmatischem Zustande erstarrte Gesteine aufgefaßt werden, — analog mit den ebenfalls Mineralien der Pyrochlor-Perowskit-Reihe führenden massigen Kalksteinen des Alnögebietes und des Fengebietes.

BRAUNS beschreibt auch (Neu. Jahrb. f. Min. etc. 1921, S. 14, 72 etc.) *großkörnige, calcitreiche Auswürflinge von Tiefengesteinen* aus den Leucitphonolithtuffen von *Roddenhöfen bei Ettringen, Laacher Seegebiet.* — Sie stehen mit den oben erwähnten »*Calcitsyeniten*« ebendaselbst in engster Beziehung, haben denselben Mineralbestand wie diese, führen namentlich wie diese neben Kalifeldspat, Ägirinaugit, Apatit etc. auch *Pyrrhit*, und unterscheiden sich wesentlich durch das Mengenverhältnis, — indem Calcit in überwiegender Menge (mehr als 57 %) vorhanden ist, — und durch großspätige Ausbildung des Calcits, weshalb er dieselben als »*Calcitpegmatite*« bezeichnet. Eine der Beschreibung derselben begleitende Figur (Taf. I, Fig. 1 ibid.) zeigt den Kalkspat von Ägirinaugit durchwachsen, »während Feldspat und Calcit zungenförmig mit gerundeten Grenzflächen ineinander greifen, der Feldspat oft von Calcit unterbrochen, jedoch so, daß die getrennt liegenden Feldspatkörner gleichzeitig auslöschen«, — also eine vollkommen gleichzeitige, schriftgranitische Krystallisation, sowie dieselbe für diese Mineralien nur in einem Erstarrungsgestein möglich ist. Eine ausführliche Beschreibung mehrerer derartiger Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet mit 41.07 % bis 80.24 % $CaCO_3$ gab schon E. SCHUSTER (l. c. S. 298 ff., 1920).

Es ist in dieser Verbindung von Interesse, daß auch aus den *Vulkangebieten des afrikanischen Grabens*, aus dem *Kiwusee*-Gebiet und aus dem Gebiete von *Magad*, wie oben (S. 249) erwähnt, Auswürflinge, die mit den Söviten und Ringiten des Fengebietes nahe Analogien darbieten (im Ringit

von Mossonik, auch der in den Laacher Seegebiet Auswürflingen so häufige »*Pyrrhit*«), bekannt sind. Finckh erwähnt auch einen großen calcitführenden Auswürfling von *Leucitijolith* aus dem Krater des *Niragongo* im Kiwusee-Gebiete, meint aber, daß der Kalkspat hier »jedoch lediglich als Ausfüllung miarolitischer Hohlräume« auftritt[1], also in Übereinstimmung mit der Auffassung von Törnebohm und Rosenbusch betreffs des primären Auftretens des Kalkspats in Graniten. Sollte dieser Kalkspat des Niragongoijolithes nicht eher als letztes Erstarrungsprodukt eines Ijolithmagmas aufzufassen sein, das in größerer Tiefe Calciumkarbonat aus eingeschmolzenem Kalkstein assimiliert hätte?

Es dürften sich in der älteren Litteratur über calcitreiche, silikatführende Auswürflinge aus Vulkangebieten von Alkaligesteinen wohl auch aus anderen Lokalitäten, als die oben erwähnten, weitere Beispiele herausfinden lassen von derartigen aus Schmelzfluß erstarrten, magmatischen »*Karbonatiten*«, und dabei vielleicht auch Übergangsstufen von kontaktmetamorphen und pneumatolytisch umgewandelten silikatreichen Kalksteinsauswürflingen (z. B. vom Typus der Sommablöcke) zu derartigen evident aus schmelzflüssigem Karbonatmagma erstarrten silikatführenden Auswürflingen, wie die oben erwähnten aus dem Laacher Seegebiet und aus den centralafrikanischen Vulkanen konstatiert werden können. Diese Aufgabe näher zu verfolgen würde aber hier zu weit führen.

Die Revision der Vorkommen von Alkaligesteinen (Nephelinsyeniten, Ijolithen etc.) mit einem kleineren oder größeren Gehalt von *primärem* Kalkspat führte zu dem Resultat, daß dieser $CaCO_3$-Gehalt aller Wahrscheinlichkeit dem Magma dieser Gesteine ursprünglich *von außen, und zwar aus eingeschmolzenen älteren Kalksteinen zugeführt gewesen wäre.*

Es fragt sich dann ob diese Schlußfolgerung über den Ursprung des Materiales des magmatisch erstarrten Kalkspats der genannten Silikatgesteine auch auf die oben erwähnten, mit derartigen Gesteinen überall genetisch nahe verknüpften »Karbonatite« überführt werden darf?

Über die Frage, woher denn der Karbonatinhalt der Karbonatite von *Alnö* ursprünglich herkam, hat Högbom sich nicht ganz bestimmt ausgesprochen. Nach seiner oben S. 270 referierten Deutung der Bildung der Karbonatgesteine des Alnögebietes wären sie als extreme Differentiationsprodukte eines »kieselsäurearmen und zugleich kohlensäurereichen Magmas«, also »auf dieselbe Weise wie die extremen Spaltungsgesteine« des Alnö-

[1] L. Finckh. Wiss. Ergebn. d. deutsch. Zentr. Afrika-Exped. 1907 – 1908, B. I, S. 33 (1912).

gebietes aufzufassen. Damit ist aber nicht erleutert, woher das gemeinsame Stamm-Magma der Kalksteine und der übrigen Gesteine des Alnögebietes seinen Reichtum an CaO und CO_2 erhalten hätte. Nach der oben (s 351) zitierten Auffassung Högboms, wonach das Alnögebiet sozusagen »*einen Tiefenschnitt des Kaiserstuhls*« repräsentieren sollte, scheint er aber anzudeuten, daß auch im Alnögebiet Kalkstein von *oben* — durch Einsinken mittels eines Kesselbruches — nach der Tiefe gesunken und dem Silikatmagma zugeführt und hier eingeschmolzen sei.

O. Stutzer, welcher (l. c. S. 393) die Frage: »Wie kam das Calciumkarbonat ins Magma« scharf formuliert hat, meint dagegen, daß »die Annahme einer höher gelegenen . . . . Kalksteinsmasse hat keine Wahrscheinlichkeit für sich«, und nimmt deshalb an, daß: »Es müssen daher die Kalksteine von Alnö als magmatisch entstandene Kalksteine angesehen werden, die wahrscheinlich nur durch extreme Differenzierung eines mit Gasen reich geschwängerten Nephelinsyenitmagmas entstanden sind«.

R. Brauns weist für die Erklärung der Bildung der Calcitsyenite und Calcitpegmatite im Laacher Seegebiet etc. besonders auf die große Bedeutung von *Gasmineralisatoren* hin, »an denen das Magma zweifellos sehr reich gewesen ist, wie die Verbreitung und der Reichtum an Mineralien der Sodalithgruppe, das Auftreten von Cancrinit, Apatit und Calcit, die Herausbildung von Calcitpegmatit beweist«. »Zusammenfassend kann man sich vorstellen, daß sich in der Tiefe unter der Region der kristallinen Schiefer von der Eifel bis zum Siebengebirge ein alkalireiches syenitisches Magma befunden hat, das an Gasmineralisatoren, H_2SO_4, CO_2, HCl und H_2O reich war . . . Durch Erstarrung des Magmas wurde Wärme frei und Alkalien wurden abdestilliert; bei hoher Temperatur . . . durchtränkten diese die kristallinen Schiefer und alkalisierten sie bis zur Umwandlung in Sanidingesteine. . . . . Durch kohlensaure Gasmineralisatoren entwickelten sich in der Tiefe Cancrinitsyenit, Calcitsyenit, Calcitpegmatit mit dem reinsten Kalifeldspat, und dieser für sich allein als Sanidinpegmatit, in allen der seltene Pyrrhit« . . . Die in der Tiefe des Laacher Seegebietes vorhandenen Karbonatfelsmassen, aus welchen die calcitreichen Calcitpegmatit-Auswürflinge zum Tage mitgerissen wurden, sollten also, wenn ich die Darstellung von Brauns richtig verstanden habe, ohne Einschmelzen von älteren Kalksteinen gebildet sein.

Ich bezweifle nicht, daß Brauns in seiner ungewöhnlich interessanten Darstellung über die Bildung der manchartigen Metamorphosen und Metasomatosen der Gesteine des Laacher Seegebietes mit vollem Recht die große Bedeutung der Gasmineralisatoren hervorgehoben hat, und daß Umwandlungsprozesse wie die von ihm beschriebenen z. T. auch für das

Verständnis der Bildung der Fengesteine lehrreich sind (z. B. zur Erklärung der Fenitbildung, der Umwandlung der allotriogenen Einschlüsse im Sannait von Ormen, zur Erklärung der allgemeinen Verbreitung des Apatits und des Mikroliths, welcher letztere in den Fengesteinen den Pyrrhit des Laacher Seegebietes repräsentiert etc.). Dessen ungeachtet scheint mir seine Auffassung zum Verständnis der Bildung der großen Karbonatfelsmassen im Fengebiete, im Alnögebiete (wie im Kaiserstuhlgebiete) kaum ausreichend, um die Frage zu entscheiden, *woher der große Reichtum des Magmas an CO_2 respektive an $CaCO_3$ ursprünglich herkam.*

Für die primären Calcit führenden Nephelinsyenite, Ijolithe etc. wurde oben die generelle Auffassung behauptet, daß ihr $CaCO_3$-Gehalt ursprünglich auf eine Zufuhr dessen *von außen* in ihr Magma *aus eingeschmolzenem Kalkstein* stammen muß.

Nun lassen sich im Fengebiet zwischen den nur in geringer Menge primären Calcit führenden Silikatgesteinen und den sehr calcitreichen Karbonatfelsen (den Söviten, den Ringiten etc.) alle Übergänge nachweisen, z. T. selbst an einem und demselben Vorkommen (siehe z. B. die Beschreibung des Vorkommens zwischen W.- und O.-Kåsene, S. 199—203). Ferner muß auch für die gangförmig und für die in größeren Massen auftretenden Karbonatfelse in der Hauptsache die gleiche Bildung angenommen werden.

Es ist deshalb wahrscheinlich, daß nicht nur die einen verhältnismäßig geringen primären Karbonatgehalt führenden Silikatgesteine, sondern die oben als Karbonatfelse (»Karbonatite«) zusammengefaßten karbonatreichen Gesteine im Allgemeinen ihren Inhalt von $CaCO_3$ *ursprünglich* durch Zufuhr desselben von außen, von eingeschmolzenem Kalkstein erhalten haben. Wenn Calcit sich aus einem Silikatmagma normal »von Haus aus« ohne Zufuhr von außen gebildet hätte, müßten derartige primäre Karbonatmineralien (Calcit, Cancrinit, Karbonatskapolith etc.) führende Silikatgesteine und aus magmatischem Zustand erstarrte Karbonatfelse wahrscheinlich viel häufiger sein und nicht nur wesentlich auf derartige Vorkommen beschränkt sein, bei welchen entweder Kalksteine in unmittelbarer Nähe nachgewiesen sind oder sehr wohl früher vorhanden gewesen sein können.

Es ist meiner Ansicht nach deshalb wahrscheinlich, daß auch im Laacher Seegebiet und im Kaiserstuhl, wie im Alnögebiet und im Fengebiet der Karbonatgehalt der Karbonatmineralien führenden Silikatgesteine, sowie auch der Karbonatfelse dieser Gebiete ursprünglich den Magmen, aus denen sie erstarrten (oder vielleicht den Stammagmen, aus denen ihre Teilmagmen abgespaltet wurden) *aus geschmolzenen oder im Magma selbst assimilierten Kalksteinen zugeführt wurde.*

Diese Auffassung könnte auch weiter bestätigt werden durch eine Untersuchung über *die Verbreitung von kalkreichen Kalksilikaten* in derartigen, primäre Karbonatmineralien führenden Gesteinen (oder in mit diesen verwandten Erstarrungsgesteinen): Mineralien wie *Melanit, Andradit, Skapolith, Gehlenit, Melilith, Vesuvian, Wollastonit, Pektolith, Perowskit* etc., Mineralien, deren Vorkommen in derartigen Erstarrungsgesteinen auch schon von einer Reihe von Petrographen mit vollem Recht als durch Assimilation von Kalkstein durch ihre Magmen erklärt worden ist (z. B. Vesuvian in den Gesteinen des Almungegebietes (Quensel) und des Hortaværgebietes (Th. Vogt); Andradit in den Svetoy-Noss-Gesteinen (Eskola); Melanit im Borolanitgebiet (Shand), Wollastonit im Alnögebiete (Törnebohm etc.)).

Schließlich ist ja in weiterer Konsequenz des Vorkommens von primären Karbonatmineralien, wie von den genannten Kalksilikaten etc. die Auffassung, daß ihr Vorhandensein in den betreffenden Erstarrungsgesteinen auf Assimilation von Kalkstein oder von außen zugeführtem Kalkkarbonat durch ihr Magma zu beziehen ist, in voller Übereinstimmung mit der bekannten von Reg. A. Daly ausgearbeiteten Hypothese von der Bildung der Alkaligesteine selbst, und ist auch mit vollem Recht von ihm zum Begründen derselben ausgenützt.

Ich gehe nach dem obenstehenden auch in der folgenden Darstellung von der Voraussetzung aus, daß die Magmen *der Gesteine des Fengebietes*, — sowohl diejenigen der relativ karbonatarmen Silikatgesteine, als diejenigen der Karbonatite desselben — *ihren Gehalt an primären Karbonaten ursprünglich durch Zuführen derselben aus älterem, in irgend einer Weise geschmolzenem Kalkstein erhalten haben.*

Ursprung des Karbonatgehaltes und Bildung des Stamm-Magmas des Fengebietes. Eruptionsgeschichte des Fengebietes.

Die obenstehende Auseinandersetzung über den Ursprung des primären Kalkspats in Erstarrungsgesteinen führte zu der Schlußfolgerung, daß derselbe *ursprünglich* wahrscheinlich durchgehends durch Einschmelzen von präexistierenden Kalksteinen (Karbonatgesteinen) ihren Magmen zugeführt wurde; ein derartiger Ursprung muß dann auch für den Karbonatgehalt der Fengesteine angenommen werden. Die nächste Frage, woher denn der im Fenmagma eingeschmolzene Kalkstein stammt, ist aber recht schwierig zu beantworten.

Die zuerst naheliegende Annahme war ganz natürlich diejenige, daß der durch die ganze Masse der Melteigit-Ijolith-Gesteine (sowie der Vibetoite etc.) recht gleichmäßig verbreitete Gehalt an $CaCO_3$ aus Einschmelzen

der im centralen und östlichen Teil desselben anstehenden Karbonatgesteine herrühren müßte. Diese Annahme schien aber schon deshalb weniger wahrscheinlich, weil der gleichmäßige Gehalt der Silikatgesteine an Kalkspat keineswegs an den Kontakt mit den Karbonatgesteinen gebunden ist, sondern eben auch in den Gesteinen des sackförmigen Vorkommens SW von Melteig, wo kein Kalkstein ansteht, auftritt. Und sie mußte schließlich vollständig aufgegeben werden, als es festgestellt wurde, daß diese oben als Sövite und Rauhaugite bezeichneten Karbonatgesteine *selbst Erstarrungsgesteine sind, deren Gänge z. T. die Vibetoite und die Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe durchsetzen.* Die Karbonate dieser Karbonatgesteine müssen deshalb — da die Silikatgesteine offenbar in nahen Beziehungen zu denselben stehen — selbst ursprünglich aus derselben Quelle als zu diesen von außen zugeführt sein.

Es schien dann zunächst am meisten wahrscheinlich, daß der Karbonatgehalt des Fenmagmas von *oben*, aus Kalksteinen der hier früher auf dem Grundgebirge ruhenden, jetzt wegerodierten kambro-silurischen Sedimentplatte herrühren dürfte. Auch diese Annahme mußte aber schließlich aufgegeben werden, da es, wie oben erwähnt, bei eingehender Erwägung unwahrscheinlich schien, daß die Fengesteine von postsilurischem Alter sein können. Es scheint ferner auch, wie oben erwähnt, wenig wahrscheinlich, daß eine kalksteinführende präkambrische (jotnische) Formation oberhalb dem Grundgebirgsgranit je existiert habe.

Die einzige mögliche Annahme, die dann unter der Voraussetzung eines jotnischen oder vielleicht eokambrischen Alters der Feneruptionen erübrigt ist, wäre dann diejenige, daß ihr Stammagma in der Tiefe *unterhalb* des durchbrochenen Granitbatholiths dort vorhandenen, älteren Kalkstein eingeschmolzen haben müßte. Derartige von Quarz etwas verunreinigte, recht mächtige Vorkommen von Marmor (mit ca. 80 % $CaCO_3$) finden sich auch tatsächlich als Einlagerungen in der Telemarkformation außerhalb der Granitgrenze in Kviteseid und Höidalsmo, etwa 40 bis 60 Km. WNW vom Fengebiete (W. Werenskiold l. c. S. 55). Obwohl ich mich gegen diese Annahme des Ursprungs des $CaCO_3$-Gehaltes der Fengesteine sehr lange gesträubt habe, bin ich schließlich dabei stehen geblieben, daß sie am Ende doch die wahrscheinlichste Lösung der schwierigen Frage darbietet.

Die jetzt nach vielen Bedenklichkeiten angenommene Auffassung des Ursprungs des $CaCO_3$-Gehaltes durch Einschmelzen von Urgebirgskalkstein in der Tiefe unterhalb des Gneisgranites führt konsequent auch zu der Schlußfolgerung, daß aus dem mit $CaCO_3$ zugemischten Silikatmagma dann *nachträglich* auch nicht nur die verschiedenen Teilmagmen der karbonathaltigen Silikatgesteine (Vibetoite, Jacupirangite, Melteigite, Ijolithe etc.),

sondern auch die verschiedenen mehr oder weniger reinen Karbonatmagmen (der Sövite, Rauhaugite etc.) abgespaltet und in höheres Niveau aufgepreßt gewesen sein müssen. Da das spec. Gewicht der Sövite und Rauhaugite durchschnittlich wohl etwa 2.7 bis 2.85 betragen dürfte, während dasjenige der Vibetoite, der Melteigite und der Ijolithe etwa zwischen 3.3 und 2.9 liegt, könnte eine gravitative Differentiation des mit dem eingeschmolzenen Kalkstein angereicherten Stammagmas wohl vielleicht unmittelbar in Verbindung mit der Schmelzung desselben eine oben schwimmende Schicht von Karbonatmagma abgespaltet haben. Wie oben (S. 248, 270 und 351) erwähnt, haben schon Högbom und später auch Stutzer für die entsprechenden Karbonatfelse von Alnö die Bildung derselben durch Abspaltung aus einem CO_2-reichen und SiO_2-armen Silikatmagma zu erklären versucht. Stutzer hat sich aber dabei ausdrücklich gegen die Annahme einer Zufuhr der CO_2 von außen ausgesprochen, und auch Högbom hat (l. c. S. 110) die Auffassung angedeutet, »daß man nicht notwendig eine Zufuhr von Kalkspat in Form von Bruchstücken eines präexistierenden Karbonatgesteins . . . annehmen muß«. Er erwähnt doch, daß man in den Kalksteinen von Alnö »Zeugnisse einer Aufweichung nach einem früheren spröden Zustand findet, welcher mehr zu Gunsten einer Bruchstückentheorie zu sprechen scheint.« Nach meiner Ansicht müßte, wie oben erwähnt, eine ursprüngliche Zufuhr von $CaCO_3$ zu dem Magma, aus dem das Karbonatmagma eventuell abgespaltet wäre, als unbedingt wahrscheinlich angesehen werden; daß ohne eine solche sich ein Karbonatmagma aus einem Silikatmagma hätte abspalten können, scheint nach den bis jetzt vorliegenden Erfahrungen über karbonathaltige Silikatgesteine ziemlich unwahrscheinlich. *Diese Gesteine* (Nephelinsyenite, Ijolithe etc.) *scheinen* — jedenfalls in einigen Fällen, und vielleicht in größerer Ausdehnung — *vielmehr auch selbst eben durch vorhergehendes Einschmelzen von Karbonatgesteinen (Kalkstein) mit nachfolgender Differentiation gebildet zu sein.*

Es würde in dieser Verbindung deshalb auch von wesentlichem Interesse sein, wenn wir nähere Schlüsse über die Zusammensetzung *des ursprünglichen, des Ur-Stammagmas* der Fengesteine gewinnen könnten. Darüber lassen sich leider aber nur recht unsichere Vermutungen aus den vorliegenden Beobachtungen ableiten. Ein Versuch soll doch gemacht werden.

Es wurde oben (S. 78—80) erwähnt, daß die *Vibetoite* als Additionsprodukte eines *Yamaskitmagmas* und $CaCO_3$ aufgefaßt werden können; da die Vibetoite mutmaßlich die ältesten erhaltenen Eruptionsprodukte der Feneruptionen repräsentieren, würde es dann nahe liegen ein Magma ungefähr von der Zusammensetzung eines Yamaskitmagmas *oder ein damit verwandtes Magma* als »das ursprüngliche Fenmagma« anzunehmen. Die

Yamaskite sind nun wieder (wie zahlreiche Beobachtungen aus dem Kristianiagebiete zeigen) typische hypermelanokrate Differentiationsprodukte eines *Essexitmagmas*.

Hier kann dann weiter daran erinnert werden, daß im *Kuusamogebiet*, dem typischen Gebiet der Ijolith-Melteigitgesteine, aus dem sie zuerst beschrieben wurden, in der Höhe Pennikavaara auch ein Essexit anstehend gefunden wurde. Ferner können auch die Verhältnisse im *Kaiserstuhl* zum Vergleich herangezogen werden. Högbom hat mit vollem Recht das Alnögebiet als einen Tiefenschnitt eines Vulkanschlotes vom Typus des Kaiserstuhls aufgefaßt. Im Kaiserstuhl finden sich nun außer den bekannten Ergußgesteinen dieses Gebietes auch Tiefengesteine, nämlich die Karbonatite von Scheelingen etc. (siehe oben S. 351); Silikattiefengesteine waren aber bis vor wenigen Jahren hier unbekannt; 1913 beschrieb nun J. Soellner [1] ein solches »auf größere Strecken anstehend aufgeschlossen und zwar hauptsächlich in dem sogenannten »Krummen Graben« zwischen Oberbergen und Oberrotweil«. Es ist nicht ohne Interesse, daß dies einzige nachgewiesene Silikattiefengestein im Kaiserstuhl ein Essexit ist.

Endlich kann hier auch an Verhältnisse des *Alnögebietes* erinnert werden. Gänge von Alnögesteinen setzen durch Rappakivigesteine des nahe angrenzenden Rödögebietes; im Rödögebiete wie im Nordingrågebiete tritt als das jüngste Gestein ein »Olivindiabas«, der sogenannte »*Åsbydiabas*« auf. Dieser Åsbydiabas wurde schon von Törnebohm vor vielen Jahren mit dem Gestein vom Sölvsberg, in Gran, Kristianiagebiet, das heißt mit einem typischen Essexit verglichen. Die Åsbydiabase sind nun im centralen Schweden, namentlich in Dalarne und Jämtland als Intrusivmassen im jotnischen Sandstein und als große Gänge sehr verbreitet; sie sind nach Högbom (»Fennoscandia« l. c. S. 43 und 80) von postjotnischem, präkambrischem Alter. Im Alnögebiet selbst treten sie zwar nicht auf, aber doch an den beiden Inselchen Gubben und Draghällan SO von Alnö [2]. Es ist dann kaum unwahrscheinlich auch für das Alnögebiet anzunehmen, daß das Stammagma, aus dem hier (durch Mischung mit $CaCO_3$ aus eingeschmolzenem Kalkstein) das Nephelinmagma der Alnögesteine abgespaltet wurde, vielleicht ein Essexitmagma gewesen sei. Wie oben (S. 85—86) angeführt, kommen auch im Alnögebiet (auf Långörsholmen) Gesteine, die mit den Vibetoiten des Fengebietes zusammengestellt werden müssen, vor.

[1] J. Soellner. „Über das Auftreten von Essexit im Kaiserstuhl". Centralbl. f. Min., Geol. u. Palæont. 1913, S. 230—234.

[2] P. J. Holmquist. „Om Rödöomradets Rapakivi" etc. Sv. Geol. Unders. Ser. C, No. 181 (S. 82 ff.); 1899. — Der Åsbydiabas ist hier von Gängen von sogenanntem Albitpegmatit durchsetzt; ähnliche Albitquarzporphyre sind die letzten Spaltungsprodukte des Essexitmagmas im Kristianiagebiete.

Daß Alkaligesteine, die wie die Fengesteine, die Alnögesteine etc. einerseits primären Kalkspat und Cancrinit, und anderseits sehr kalkreiche Mineralien (wie Melanit, Wollastonit etc.) führen, unter Mitwirkung von eingeschmolzenem Kalkstein aus an Fe-Oxyden, MgO und Al_2O_3 reichen Magmen abgespaltet sind, ist ein sehr naheliegender Gedanke. Eine derartige Hypothese ist, wie bekannt, schon früher von Professor Reginald A. Daly, zuerst 1910, publiziert und später auch in neueren Darstellungen weitergeführt[1].

Daly hat sogar die Bildung der Alkaligesteine im *Allgemeinen* als das Resultat einer Einschmelzung von Kalkstein wesentlich mittels eines »*Basaltmagmas*« zu erklären versucht. Seine sehr bemerkenswerte »syntektische« Hypothese ist in kurzer Zusammenfassung ungefähr die folgende:

»$CaCO_3$ ist ein Flußmittel, das ein Basaltmagma mehr leichtflüssig macht und somit auch die Differentiation desselben fördern muß (gleichgültig ob diese auf eine Einsinkung zuerst ausgeschiedener Krystalle oder auf eine Spaltung eines flüssigen Magmas zu beziehen ist). Das Resultat würde demnach die Bildung sein: einerseits eines oberen, leichteren Alkalimagmas, und andererseits eines an Calcium-Eisen-Magnesium-Verbindungen reicheren unteren, schwereren Magmas. Die Auflösung von $CaCO_3$ im Magma dürfte ferner von einer teilweisen Dissociation des Karbonates begleitet sein; dabei müßte das CaO (zusammen mit FeO und MgO) unter Bildung von Pyroxen die mehrfache Menge von SiO_2 binden und somit die Pyroxenbildung vergrößern. Die Einführung einer größeren Menge des Ion CaO müßte auch das Einsinken von Augit, Anorthit und andere CaO-haltige Krystalle oder flüssige Phasen fördern. Infolge der zunehmenden Einsinkung des melanokraten Spaltungsmagmas (oder entsprechender Krystalle) müßte der obere Teil des Magmas somit noch mehr mit Alkalien und Al_2O_3 angereichert und gleichzeitig relativ ärmer an SiO_2 werden. Damit wären also Bedingungen für die Bildung von *Nephelin* etc. geschaffen; ebenso müßte die freigemachte CO_2 teilweise eine Bildung von *Kalkspat* und *Cancrinit* bedingen. Und der zugeführte Überschuß von CaO müßte die Bildung kalkreicher Mineralien wie *Melilith, Granat, Titanit* etc. fördern.«

Es schien mir nun nicht ohne Interesse zu prüfen, wie sich eine derartige Differentiation im vorliegenden Falle bei einer Erklärung der Entstehung der

[1] R. A. Daly. „Origin of the Alkaline rocks". Bull. of the Geol. Soc. of America. Vol 21, S. 87—118. — Geol. of the North Amer. Cordillera at the 49 Parallel. Geol. Surv. of Canada. Mem. No. 38, II S. 788—791. Ottawa 1912. — Igneous rocks and their origin. New York 1914. Chapt. XX „Alkaline Clans", S. 410—445. — „Genesis of Alkal. rocks", Journ. of Geol. Vol. XXVI. S. 97—134 (1918). Die oben angeführten Citate sind nach seiner ersten Abhandlung aus 1910 angeführt.

Melteigit-Ijolith-Gesteine des Fengebietes in Übereinstimmung mit der Hypothese von DALY in *quantitativer* Beziehung verhalten würde. Es schien dann bei einem derartigen Versuche nach dem oben erwähnten wiederholten Auftreten von *Essexit*gesteinen in Verbindung mit Melteigit-Ijolithgesteinen mehr berechtigt, *nicht von einem Basaltmagma, sondern von einem Essexitmagma auszugehen.* Nun ist die Zusammensetzung eines eventuellen Essexit-Stammagmas des Fengebietes uns zwar unbekannt; dies ist aber, wo es wie hier nur darauf ankommt, eine *ungefähre* Vorstellung des *quantitativen* Verlaufes eines derartigen Spaltungsprozesses zu erhalten, selstverständlich von untergeordneter Bedeutung. Ich habe deshalb versuchsweise die durchschnittliche Zusammensetzung aus 27 Analysen von essexitischen Tiefengesteinen des Kristianiagebietes (10 Essexitgabbros, 9 Essexiten, 8 Yamaskiten und verwandten Gesteinen, alle in größeren Massen auftretend) für die genannte Berechnung zu Grunde gelegt; dies Mittel ist unten als Beispiel einer mittleren Essexitmischung unter I angeführt. Unter II ist angeführt die berechnete Mischung aus 100 Teilen von I mit 20 Teilen $CaCO_3$, auf 100 % berechnet. Unter III ist angeführt die Mischung aus 100 Teilen von II mit Abzug *erstens* von 14.28 % Anorthitsilikat (SiO_2 6.18, Al_2O_3 5.23, CaO 2.87) und 4.21 % eines relativ eisenreichen (grünen) Pyroxensilikates (= SiO_2 2.16, FeO 0.75, MgO 0.30, CaO 1.00), beide als früh ausgeschieden mutmaßlich nach *unten* durch gravitative Differentiation wegdifferenziert, und endlich *zweitens* auch mit Abzug von 6.49 % mutmaßlich nach *oben* entwichener CO_2; Rest somit 75.02 % wieder auf 100 % berechnet. Zum Vergleich sind schließlich unter IV und V die beiden Analysen No. 5 und 6 (von Melteigit und Melteigit-Jacupirangit) der Tabelle S. 18 angeführt.

Die Berechnung (siehe S. 362) war darauf abgepaßt zu zeigen, wie bei Anwendung der Daly'schen Hypothese aus einer normalen Essexitzusammensetzung eine *Melteigit*zusammensetzung etwa wie diejenige der Fenmelteigite entstanden sein könnte. Die Übereinstimmung der berechneten Mischung III mit den Analysen IV und V könnte natürlich auch etwas näher gefunden sein, z. B. unter der Annahme erstens des Einsinkens von ein wenig früh ausgeschiedenem Magnetit und zweitens einer pneumatolytischen Anreicherung mit P_2O_5 (Apatit). Die Annahme eines Einsinkens von Anorthit (Anorthitsilikat) wäre ja in Betracht der hohen Gehalte an CaO und Al_2O_3 in II in Verbindung mit der Erniedrigung des sp. Gewichts des Magmas durch den hohen CO_2-Gehalt ziemlich wahrscheinlich und wurde auch von DALY (in Verbindung mit Einsinken von Pyroxen) angenommen. Der in dem gewählten Beispiel aus dem vorausgesetzten Essexitmagma durch Einsinken von zusammen 18.49 % Anorthit und Pyroxen

	I	II	III	IV	V
SiO_2	46.75	38.96	40.82	40.64	44.34
TiO_2	2.57	2.14	2.85	2.24	1.57
Al_2O_3	14.94	12.45	9.62	10.58	6.90
Fe_2O_3	4.78	3.98	5.30	4.18	5.23
FeO	7.63	6.36	7.50	4.18	6.31
MnO	0.23	0.19	0.25	0.28	0.40
MgO	6.13	5.11	6.41	6.47	6.81
CaO	10.36	17.97	18.79	19.91	19.63
BaO	0.06	0.05	0.07	0.11	0.10
Na_2O	3.12	2.60	3.45	4.75	3.14
K_2O	1.64	1.37	1.83	1.86	1.28
H_2O	1.11	0.93	1.24	0.41	0.42
P_2O_5	0.47	0.39	0.52	1.91	2.23
CO_2	0.15	7.45	1.28	2.08	0.95
S	0.06	0.05	0.07	0.05	0.26
	100.00	100.00	100.00	99.90[1]	99.91[2]

[1] Hierin auch ZrO 0.10, Cl 0.03, F 0.12.
[2] — — » 0.08, » 0.06, » 0.20.

abgespaltete Anteil würde auf 100 % berechnet die folgende Zusammensetzung eines Anorthitanorthosits repräsentieren: SiO_2 45.11, Al_2O_3 28.29, FeO 4.05, MgO 1.62, CaO 20.93 = 100.00; selbstverständlich würde die betreffende Mischung daneben auch ein wenig Alkalien (Na_2O) etc. enthalten haben. Es ist in dieser Verbindung nicht ohne Interesse, daß an einem zuerst von V. M. Goldschmidt entdeckten Vorkommen von Gesteinen der Essexitreihe in der Nähe von Ören, N. v. Digerkollen, Modum (NW von Kristiania) eine derartige Facies derselben von fast reinen Bytownitgesteinen (»*Modumiten*«) bekannt ist[1].

Wenn oben aus einem hypothetischen Essexitstammagma des Fengebietes mit Benutzung der Daly'schen Hypothese die Ableitung eines Melteigitmagmas versucht wurde, war dies in Übereinstimmung mit der Beobachtung, daß das Hauptgestein der Melteigit-Ijolith-Reihe im Gebiete von Melteig-Hatvet eben auch ein Melteigit, nicht ein nephelinreicherer Ijolith zu sein scheint. Das Ijolithmagma wäre dann aller Wahrscheinlichkeit nach ganz einfach durch fortgesetztes Einsinken von Krystallen des für den Melteigit und den Ijolith gemeinsamen grünen Pyroxens (durch »gravi-

[1] Derartige Anorthosite sind übrigens sehr selten; sie sind von Tannhäuser aus Schlumschoppe, Neurode, Schlesien, ferner aus mehreren Stellen in Ontario (Rainy Lake district etc.) von Coleman und Millner, samt aus Neu Caledonien (Boiteau) beschrieben.

tative Differentiation«) aus dem zuerst gebildeten Melteigitmagma abgespaltet gewesen. Für den zuletzt nur in schmäleren, z. T. pegmatitischen Gängen aufgepreßten Urtit muß eine derartige Bildung seines Magmas als *ein alkalireiches Restmagma* ziemlich sicher scheinen.

Die oben skizzierte Bildungsweise des Melteigitmagmas, und später der Magmen des Ijolithes und schließlich des Urtites des Fengebietes in Übereinstimmung mit der zuerst von DALY und für das Einsinken von früh auskrystallisierten Verbindungen — von BOWEN aufgestellten Erklärungen der Differentiation — scheint ganz ungezwungen eine hübsche Bestätigung ihrer Hypothesen zu liefern. Die Daly'sche Hypothese wurde übrigens früher auch für ein anderes Vorkommen von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe, nämlich für dasjenige von *Ice River*, British Columbia, von JOHN A. ALLAN zur Erklärung des Entstehens der Gesteinsgesellschaft desselben zu Grunde gelegt (l. c. 1914, S. 210—214). Daß die DALY'sche Hypothese für die Bildung der Alkaligesteine im Allgemeinen die einzige wahrscheinliche oder sogar die einzige mögliche wäre, darf nicht angenommen und soll mit der obenstehenden Anwendung derselben auf die Fengesteine nicht ausgesprochen werden. Andere Erfahrungen — auch aus dem Kristianiagebiete — scheinen zu zeigen, daß an anderen Vorkommen Alkaligesteine aller Wahrscheinlichkeit nach auch ohne Mitwirkung (Syntexis) von eingeschmolzenem Kalkstein oder Mischung mit einem Calcitmagma gebildet werden konnten. Doch scheint es mir nicht ausgeschlossen, daß die Magmen derjenigen Alkaligesteine, die von OSANN als »*starke* Alkaligesteine« zusammengefaßt wurden, jedenfalls in großer Ausdehnung, wenn nicht durchgehends einigermaßen in Übereinstimmung mit DALY's Hypothese durch Einmischen von $CaCO_3$ (und zwar meistens durch Einschmelzen von Kalkstein) zu ihren Stamm-Magmen entstanden sind.

Von der oben angenommenen Voraussetzung eines präkambrischen Alters der Eruptionen des Fengebietes folgt nun notwendig nicht nur, daß die primären Kalkspat führenden *Silikatgesteine* desselben als Spaltungsprodukte eines durch Einschmelzen älteren Urgebirgskalksteins gebildeten syntektischen Magmas aufgefaßt werden müssen; wie oben erwähnt müssen dann auch die verschiedenen *Karbonatite* des Fengebietes ebenfalls als Erstarrungsprodukte von Spaltungsmalmen eines derartigen Magmas angesehen werden. Daß die ältere Auffassung des Fenkalksteins als eine eingesunkene, metamorphosierte Scholle von Silurkalkstein unhaltbar ist, wurde schon oben an mehreren Stellen (siehe S. 262—264) näher nachgewiesen.

Die große Karbonatfelsmasse des ganzen östlichen Teils des Fengebietes besitzt nun eine ziemlich bedeutende Mächtigkeit, die in den Fengruben zu nahezu 200 M. geschätzt wurde. Wenn dieselbe als ein in

genügender Tiefe, unter genügendem Druck im Vulkanschlot des Fenvulkanes erstarrtes Karbonatmagma aufgefaßt werden muß, entsteht dann zunächst die Frage betreffs ihrer Altersbeziehungen zu den Silikatgesteinen des Fengebietes. Diese Frage ist recht schwierig zu beantworten. Wie schon die Karte zeigt, scheint der Vibetoit den Rauhaugit durchbrochen zu haben und wäre somit das jüngere dieser Gesteine. Auch scheint der Melteigit östlich vom Rauhaug den Rauhaugit durchsetzt zu haben, und in der Einbuchtung zwischen der Rauhaughöhe und dem niedrigen Hügel S. vom Hofe Rauhaug scheint vielleicht auch Ijolith durch den Rauhaugit aufgesetzt zu haben (siehe S. 266). Anderseits ist sowohl der Vibetoit als der Melteigit und der Ijolith an mehreren Stellen durch Gänge von Karbonatiten (Sövit) durchsetzt, und derartige Gänge setzen auch in dem durch die Eruptionen des Melteigit-Ijolith-Magmas fenitisierten Grundgebirge auf. Und die verschiedenen karbonatreichen Mischgesteine (die Hollaite, die Käsenite, die Ringite etc.) müssen, wie oben erwähnt, aus mehreren Gründen aller Wahrscheinlichkeit nach als Erstarrungsprodukte von Mischmagmen von Karbonatmagma und Silikatmagma angesehen werden.

Es scheint mir deshalb die wahrscheinlichste Deutung dieser Alterverhältnisse diejenige zu sein, daß die große centrale Masse von Karbonatiten (in NW von Sövit, weiter östlich von Rauhaugit) nach der Abspaltung ihres Magmas aus dem (durch Einschmelzen von Kalkstein in großer Tiefe) karbonatreichen Stammagma zuerst eine oben auf dem Silikatmagma schwimmende, flüssige Schicht gebildet habe, die hier von oben ab im abgesperrten Vulkanschlote erstarrte; das dadurch gebildete feste Karbonatgestein könnte dann in seinen äußeren Teilen von den nachher aufgepreßten Spaltungsmagmen der Silikatgesteine durchsetzt werden. — In der Tiefe hätte sich das Karbonatmagma aber vielleicht noch lange flüssig halten können, und könnte deshalb auch noch *nach* der Erstarrung der aufgepreßten Silikatmagmen selbst durch späteres Aufdringen die Silikatgesteine durchsetzen. Und solange das Karbonatmagma noch nicht in der Tiefe erstarrt war, hätte es auch durch von unten aufgepreßte, pneumatolytische Gase durchströmt werden können, was z. B. den oft bedeutenden Gehalt an *Apatit*, den Gehalt an *Mikrolith* etc. genügend erklären würde. Ferner müßte längs der Unterseite desselben stetig *eine Mischung mit den dort vorhandenen Silikatmagmen* nach und nach stattfinden. Spätere Aufpressungen der in dieser Weise gebildeten *Mischmagmen* hätten dann z. B. die schlierigen *Hollaite* und *Käsenite* auf der Strecke zwischen Holla Kirchenruine und Käsene, ferner die schlierigen Mischgesteine im Profil längs der Landstraße SO von Ringsevja, sowie im Uferprofil am Nordsjö und längs der Südgrenze des Fengebietes abgesetzt.

Was die große Masse des Rauhaugits betrifft, wurde schon oben erwähnt, daß ihre Anreicherung mit $MgCO_3$ und $FeCO_3$ wahrscheinlich jedenfalls z. T. auf eine Metasomatose des schon festen Gesteins zu beziehen sei. Für die vollkommen einheitlichen, massigen Gänge der rein dolomitischen Rauhaugite, welche keine Andeutung einer Metamorphose des festen Gesteins zeigen, kann eine derartige Annahme aber kaum gemacht werden, ihre Zusammensetzung muß diejenige des Magmas sein, aus dem sie erstarrt sind.

Das *Melteigitmagma* hat nun ferner, da wo es im südwestlichen, westlichen und nördlichen Teil des Fengebietes aufgepreßt wurde, eine intensive *Kontaktwirkung auf den umgebenden Grundgebirgsgranitit* ausgeübt. Diese hat sich namentlich als eine *Imprägnation* Na_2O-reicher, *alkalischer Gase* oder *alkalischer Lösungen* geäußert, wodurch erstens (unter Verschwinden des Biotits) Alkalisilikate wie *blaue Alkalihornblende*, *Ägirin* und *Albit* zwischen den Granitmineralien in reichlicher Menge gebildet wurden, und ferner der *Quarz* bis zum völligen Verschwinden desselben aufgelöst und zur Neubildung von *Albit* verbraucht wurde (siehe oben S. 170), während der *Oligoklas* nach und nach von Albit ersetzt, und der *Orthoklas* durch Imprägnation mit Albitsilikat in *Mikroperthit* und z. T. in *Schachbrettalbit* umgewandelt wurde. In dieser Weise wurde durch allmähliche Metasomatose des Granits längs der Grenzfläche zwischen diesem und dem aufgepreßten Melteigitmagma ein neues Gestein, ein oben als *Fenit* bezeichneter Ägirinsyenit (oder seltener Hornblendesyenit) gebildet.

Die Untersuchung der Gesteine mehrerer Profile senkrecht zur Umgrenzung zeigte, daß alle mögliche Übergange zwischen dem unveränderten Granitit und dem Endprodukt der Umwandlung, dem Fenit, vorhanden sind. Anderseits sind ähnliche fenitische Gesteine wahrscheinlich auch *durch direkte Schmelzmischung von eingeschmolzenem Granitit und Melteigitmagma* oder einem Ijolithmagma in größerer Tiefe gebildet, und nach Aufpressen ihres Mischmagmas durch schon erstarrten Melteigit in etwas höherem Niveau, z. T. als *pulaskitische Fenite* mit typischer Pulaskitstruktur auskrystallisiert.

In der Hauptsache sind die Endprodukte beider Prozesse der Fenitbildung *chemisch* wie auch was die Mineralienzusammensetzung betrifft im wesentlichen die gleichen, und selbst kaum durch die Struktur immer sehr verschieden, sondern eher durch Übergänge verbunden. Dies ist auch recht natürlich, indem ja auch zwischen der Einwirkung heißer Gase oder heißen Lösungen und einem Einschmelzen (Schmelzlösung) alle Übergänge denkbar sind. *In beiden Fällen handelt es sich um die Bildung eines neuen*

Mischgesteins durch Mischung einer Granitzusammensetzung mit einem Ijolith-Melteigit-Magma. Wie oben (S. 177—179) nachgewiesen wurde, sind die dabei entstandenen, neuen Gesteine teils mehr *melanokrate Tveitâsite*, — wenn aus der Mischung von Melteigit und Granitit entstanden, teils mehr *leukokrate Fenite*, — wenn aus der Mischung von Ijolith und Granitit entstanden.

Auf der Grenze zwischen den Feniten der Umrandung des Fengebietes und dem Melteigitkern innerhalb der Umrandung findet man endlich ganz lokal und nur in geringer Ausbreitung auch eigentümliche Nephelinsyenite, oben als *Juvite* bezeichnet. Diese sind vielleicht aus Mischung von Fenit mit (während einem ziemlich späten Teil der Eruptionsreihe aufgepreßtem) Ijolithmagma gebildet (S. 95—97), sind aber vielleicht auch durch Differentiation aus einem Ijolithmagma entstanden. Die Juvite treten jedenfalls teilweise als Gänge auf, die älteren Melteigit durchsetzen. Untergeordnet finden sich auch melanokrate Orthoklas-Nephelingesteine, *Maligmite*, deren Bildung derjenigen der Juvite analog sein dürfte.

Selbst nach dem Abschluß der Fenitbildung und der Eruption der Fenite muß das Karbonatmagma sich noch in der Tiefe flüssig erhalten haben und ist teils als zahlreiche Gänge von *Sövit* und weniger zahlreiche Gänge von *Rauhaugit* auf Spalten in den älteren Gesteinen durch Melteigite, Ijolithe und Fenite aufgepreßt; teils auch als Mischmagmen, die z. T. mit ausgezeichnet eutektischer Struktur als sehr verschiedenartige, oft pegmatitische Gänge erstarrt sind: *Ringitpegmatite*, *Hollaitpegmatite*, *Ringite* etc.

Die eigentümlichen Bildungsbedingungen der Tiefengesteine des Fengebietes sind nach dem obenstehenden eben mit dem Gehalt derselben an primären Kalkspat, das heißt mit dem Einschmelzen von Kalkstein im Stamm-Magma derselben verknüpft gewesen. Eine derartige Assimilation konnte ohne Dissociation des Karbonates unzweifelhaft *nur unter hohem Druck in einem abgesperrten Raum in größerer Tiefe der Erdkruste* möglich gewesen sein; auch muß das Stamm-Magma offenbar ein ziemlich SiO_2-armes, z. B. ein Essexitmagma gewesen sein. Aus diesem karbonatreichen Magma sind dann sowohl die typischen Gesteine der Melteigit-Ijolith-Reihe etc., als auch die verschiedenen Karbonatite und die gemischten Karbonat-Silikat-Gesteine abgespaltet. Auf die hohe Temperatur des tiefliegenden Erstarrungsraumes im Vulkanschlote, sowie auf den Einfluß der entweichenden CO_2-reichen Gasmineralisatoren, und namentlich der alkalischen Dämpfe und Lösungen wäre dann schließlich auch die sehr charakteristische

Umwandlung (Fenitisierung) des Nebengesteins bis zur vollständigen Metasomatose desselben zu beziehen.

Die oben genannten besonderen Bildungsbedingungen der Gesteine des Fengebietes und die denselben begleitende eigentümliche Umwandlung des Nebengesteins repräsentieren eine Bildungsgeschichte, die unzweifelhaft wesentlich verschieden war von derjenigen der Tiefengesteine des nahe angrenzenden Kristianiagebietes. Es scheint unzweifelhaft, daß der wesentliche Unterschied eben darin liegt, daß *die letzteren durchgehends in einer geringeren Tiefe der Erdkruste erstarrt sind.* Einschmelzen und Assimilation von angrenzendem Kalkstein ohne Dissociation des Karbonates hat hier nicht stattgefunden, die Metamorphose des Nebengesteins ist nur eine z. T. von Pneumatolyse begleitete ordinäre Kontaktmetamorphose gewesen. Vulkanschlote von Essexitgesteinen finden sich im Kristianiagebiete mehrere, auch im Grundgebirge (nahe bei Huseby, NW von Filtvet); eine merkbare Kontaktumwandlung desselben findet sich dabei aber nicht, geschweige denn eine Metasomatose, wie die Fenitbildung des Fengebietes.

Bedeutend jünger als die oben erwähnten Eruptionen des Fengebietes ist das Aufpressen der mit den Alnöiten von Alnö und anderen Vorkommnissen nahe verwandten *Damkjernite*, welches eine Anzahl kurzer Gänge oder kleiner stockformiger, hypabyssischer Intrusivmassen im Grundgebirgsgranit, in Melteigiten und Feniten sowie auch im centralen Kalksteinsgebiet hinterlassen hat. Am Vorkommen nördlich von Hätvet enthält der Damkjernit unter anderem faustgroße, knollenförmig abgerundete Bruchstücke von *Sövit*, reich an Apatit, sowie an Biotit, Manganophyll und Mikrolith, also mit der gewöhnlichen Zusammensetzung der Sövite, ein Beweis dafür, daß die Sövitbildung schon stattgefunden hatte bevor der Eruption der Damkjernite. Mehrere der Damkjernitvorkommen, die im Rauhaugit aufsetzen, enthalten gerundete Knollen von typischem Rauhaugit; auch die Bildung des Rauhaugits (eventuell aus Sövit?) hatte demnach stattgefunden bevor der Eruption der Damkjernite.

Sowohl diese Bruchstücke von Sövit und Rauhaugit, als solche von Fenit und Grundgebirgsgesteinen (Granit, Amphibolit) sind in der Regel *knollenförmig, oft vollkommen abgerundet.* Derartige mehr oder weniger vollständige Abrundung fremder, eingeschlossener Bruchstücke habe ich in entsprechender Weise an verschiedenen Eruptivgängen des Kristianiagebietes (besonders häufig an Bruchstücken von Urgebirgsgesteinen in den jüngsten Diabasgängen, z. B. bei Sinsen, Lysaker, Sandviken, Ostö etc.) beobachtet. Ob diese so häufige Abrundung wesentlich auf Resorption

durch das Magma des Ganggesteins, oder eher auf rein mechanische Reibung zu beziehen, oder in andererer Weise[1] zu erklären ist, läßt sich ohne eine besondere eingehende Untersuchung nicht entscheiden.

Das Auftreten des Damkjernits als *kleine Stöcke* (Lövåskollen, Nigarskåsa etc.), in welchen ihr Gestein häufig besonders voll von mitgerissenen fremden Bruchstücken ist, ist vollkommen analog mit dem Vorkommen des Sannaits im Explosionsrohr von Ormen.

Das Auftreten des Damkjernits als Füllung deutlicher Gangspalten sowohl im Grundgebirge (nahe bei Damkjern, Gänge bei Brånan etc. in Bö) als auch im Rauhaugit (z. B. im großen Gang am alten Fen-Bethaus) zeigt, daß während dieser Eruptionsphase schon eine etwas allgemeinere Spaltenbildung im Fengebiete und in seiner nächsten Umgebung begonnen hatte. Die großen Gänge von Brånan etc. im Bö Kirchspiel, 20 Km. NNW von Fen, streichen gerade in der Richtung nach der mit Damkjernit gefüllten großen Verwerfungsspalte, welche im NNO-lichen Teil des Fengebietes die Grenze desselben bezeichnet. Diese NNW—SSO-Richtung ist aber wieder einigermaßen parallel der Grenze des Kristianiagebietes, auf der Strecke Burtevand – Bläseren—Sandåen, etwa 12 Km NO von Fen, samt weiter bis nach Rognstrand W. von Langesund, (und ebenfalls parallel der Hauptrichtung des Sees Nordsjö auf der Strecke zwischen Bö und Hollen): Diese alte Spaltenrichtung ist deshalb später auch Hauptbegrenzungsrichtung der Durchbrüche der Magmen des Kristianiagebietes geworden.

Der Gang von sehr stark umgewandeltem Damkjernit, welcher die Verwerfungsspalte längs der NO-Grenze des Fengebietes ausgefüllt hat, ist stellenweise so voll von Bruchstücken, daß er den Charakter einer Breccie erweist. *Diese Verwerfung zwischen dem Grubenbezirk und Grubeåsen im NO, sowie auch die damit gewiß gleichzeitige Verwerfung im SO-lichen Teil des Fengebietes* (am NNW-Fuß von Brillekåshögda über Skålås und Dalen) *müssen somit aller Wahrscheinlichkeit nach mit dem Aufpressen des Damkjernits gleichzeitig sein.* Durch diese Verwerfung muß der damals schon feste Rauhaugit, welcher den größten, östlichen Teil des Fengebietes einnimmt, eingesunken sein; die große Karbonatitplatte muß somit bevor dieser Eisenkung in etwas höherem Niveau gelegen haben und dort erstarrt sein. Da sie durch die Verwerfung offenbar abgeschnitten ist, muß sie in der

[1] Helge Bäckström. „Über fremde Gesteinseinschlüsse in einigen skandinavischen Diabasen". Bih. t. K. Sv. Vet.-Akad. Handl. B. 16, II, No. 1, S. 30 (1890). Bäckström erklärt hier die Abrundung für Einschlüsse im Diabas von Lysaker bei Kristiania so, daß eine eigentliche Lösung nicht stattgefunden hat; „deutlicher Weise sind bei dem Einschließen durch die Hitze Spalten entstanden, wodurch später während der Bewegung des Magmas die am meisten hervorspringenden Partien entfernt werden konnten".

früheren, höheren Lage breiter gewesen sein, und der Vulkanschlot selbst muß deshalb auch höher hinauf *trichterförmig erweitert* gewesen sein.

Westlich von Dalen konnte die mit Bruchstücken breccienartig gefüllte Verwerfungspalte der S.-Grenze des Fengebietes nicht erkannt werden und keilt deshalb vielleicht hier aus. Längs der Westseite des Fußpfads zwischen Vibeto und Damkjern sieht man (an der südlichen Hälfte desselben) an mehreren Stellen eine hohe, glatte Felswand mit einer Verwerfungsbreccie (aus feingeriebenem Granitit mit Bruchstücken durch reichlichen Quarz verkittet) bedeckt; die Richtung der Verwerfung ist ung. NW—SO, mit Fallen der Verwerfungsebene etwa 75° NO. Eine zweite, mit der genannten parallelen Verwerfungswand findet sich auch etwas weiter östlich, so daß hier mehrere parallele Verwerfungsspalten vorhanden sind. Diese Verwerfungen folgen ungefähr der Talrichtung des Damkjernbaches, und setzen vielleicht weiter fort in der Kluft westlich von Lövåskollen und ferner westlich vom Abhang unterhalb den Vibeto-Höfen, hier in überdecktem Terrain. *Es scheint demnach* als eben das von der Rauhaugitplatte eingenommene Areal eingesunken sei, und zwar wohl am tiefsten im östlichen Teil, mit Abnahme der Sprunghöhe der Verwerfung nach WSW.

Auch diese Einsenkung der früher in etwas höherem Niveau erstarrten Karbonatitplatte, mutmaßlich gleichzeitig mit der Eruption der Damkjernite, wäre somit noch innerhalb der Eruptionsperiode der Fengesteine stattgefunden. Daß die Damkjernite (wie auch der Sannait) der Ganggefolgschaft der Ijolith-Melteigit-Serie als *späte Abspaltungsprodukte* zugehörig und somit echte Fengesteine sind, wird dadurch bestätigt, daß auch die nahe verwandten *Alnöite* von Alnö die *letzte Ganggefolgschaft* der hier auftretenden Ijolithe und Nephelinsyenite repräsentieren. Ganggesteine der Damkjernit-Alnöit-Reihe sind ja übrigens auch aus verschiedenen anderen Vorkommen von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe bekannt: Arkansas, Ice River, Brasilien, Kuolajärvi, Turja; es verdient hier auch bemerkt zu werden, daß der von Sauer beschriebene »glimmerreiche Nephelinbasalt« vom Oberwiesental — wo endogene Einschlüsse von Ijolith nach Sauer und Lacroix im Nephelindolerit gefunden wurden — nach Rosenbusch wahrscheinlich ein Alnöit ist. Es ist von Interesse, daß die Alnöite vom Alnögebiet — ganz wie die Damkjernite des Fengebietes — nach Högbom wahrscheinlich beträchtlich jünger sind, als die nephelinreichen Alkaligesteine, mit deren Magma sie mutmaßlich genetisch zusammenhören. Auch mit den Vibetoiten scheinen die Damkjernite offenbar nahe Verwandtschaftsbeziehungen zu zeigen. Wenn die Vibetoite, wie oben angenommen, die ältesten, während die Damkjernite die jüngsten Eruptionen des Fengebietes

repräsentieren, könnte diese Verwandtschaft vielleicht in der Weise gedeutet werden, daß aus dem schweren Magma der Vibetoite (sp. Gew 3.56) während und nach ihrem Aufpressen durch Einsinken von Krystallen ihrer schweren Bestandteile (Eisenerz, Pyroxen, Hornblende etc.) ein mit denselben angereichertes tieferliegendes Magma gebildet wäre, das erst nach dem Abschluß der übrigen Eruptionen des Fengebietes schließlich als Damkjernitmagma aufgepreßt wurde.

Wie unter der Beschreibung der Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe schon oben erwähnt, sind dieselben nach ihrer Erstarrung durch eine *hydrothermale Metamorphose* zum großen Teil sehr durchgreifend umgewandelt; dasselbe gilt auch dem Damkjernit. Bei dieser Umwandlung müssen heiße CO_2-haltende und alkalireiche, wässerige Lösungen eine bedeutende Rolle gespielt haben. Diese Lösungen müssen wahrscheinlich auch K_2O hinzugeführt haben — jedenfalls z. T. wohl aus den K_2O-Mineralien (Orthoklas und Biotit) des umgebenden Granits, was teils aus der durchgreifenden *Umwandlung des Nephelins* hauptsächlich in *Muscovit* (mit Chlorit, teils aus der reichlichen *Neubildung von Biotit* auf Kosten des Pyroxens in den Melteigiten hervorgeht. Bei fortgesetzter Umwandlung wurde dann dieser neugebildete Biotit in grünen Chlorit umgesetzt. Der grüne Pyroxen der Ijolith-Melteigit-Gesteine, sowie auch der Pyroxen der Damkjernite wurden schließlich vollständig in Karbonate (mit oder ohne Chlorit und Magnetit) pseudomorphosiert.

Der *Apatit* scheint von diesen Thermallösungen nur relativ wenig angegriffen; denn selbst in sonst vollständig in Karbonate mit Muscovitfilz, Chlorit und Eisenoxhydrat umgewandelten Gesteinen pflegt der Apatit nur mit gerundeten bis elliptischen Umrissen etwas resorbiert, übrigens aber unzersetzt erhalten zu sein.

Diese Thermalumwandlung der Eruptivgesteine des Fengebietes muß durch lange Zeiträume fortgesetzt haben. Nicht nur die älteren Gesteine, die Vibetoite und die Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe sind im mittleren Teil des Gebietes dadurch zum großen Teil vollständig umgewandelt, sondern auch die jüngsten der eigentlichen Fengesteine, die Damkjernite sind dadurch meistens durchgreifend metamorphosiert; schon Professor J. H. L. Vogt hat hervorgehoben, daß die »Grünsteingänge« (die sogenannten »Lattengänge«) innerhalb des »Rödbergs« des Grubenbezirkes im Fengebiet »vollständig dekomponiert« sind. Dies gilt jedenfalls den von Vogt als »Glimmerminetten« bezeichneten Gesteinen, welche unseren Damkjerniten entsprechen.

Bei der durchgreifenden hydrothermalen Umwandlung der typischen Fengesteine (Melteigite bis Damkjernite) haben die CO_2-haltigen Lösungen wahrscheinlich gleichzeitig mit der Karbonatisierung der Eruptivgesteine den größten Teil der Fe-Oxyde der Fe-haltigen Mineralien derselben (des grünen Pyroxens, des Biotits, des Barkevikits etc.) weggeführt, und längs den Spalten der von Vogt erwähnten jüngsten *Kalkspatgänge* des Grubenbezirkes teils die Kalksteine imprägniert und dabei schließlich in »Rödberg« umgewandelt, teils an den Spalten und beiderseits derselben durch Hydrometasomatose reine *oxydische Eisenerzmassen*, als Gänge oder »Streichen« von *Roteisenerz* (z. T. auch Magnetit) abgesetzt. Die Absetzung von oxydischen Eisenerzen dürfte wohl der gewöhnlichen Auffassung gemäß in der Weise stattgefunden haben, daß das Eisen aus der CO_2-haltigen Lösung durch Oxydation ausgefällt ist: $2\,FeCO_3 + O = Fe_2O_3 + 2\,CO_2$. Die Bildung der oxydischen Eisenerze muß dann während einer verhältnismäßig späten Schlußphase der hydrothermalen Umbildung der Fengesteine stattgefunden haben, so spät, daß die Erosion einen wesentlichen Teil der Decke derselben schon entfernt und dadurch eine Oxydation der eisenhaltigen Lösungen ermöglicht hätte.

Die jüngsten Eruptionen im Fengebiet sind *Diabasgänge*, die wie oben erwähnt, Ausläufer von den jüngsten Eruptionen des Kristianiagebietes sind und nichts mit der speziellen Gesellschaft der Eruptivgesteine des Fengebietes zu tun haben. Sie sind genetisch verknüpft mit der Eruption der jüngsten roten Granitite (»*Kristianite*«) des Kristianiagebietes; derartige Granitite finden sich nun auch nicht weit vom Fengebiet, so z. B. gleich südlich von der Bahnstation *Noragutu* (auf der Bahnlinie Notodden—Skien), sowie auch auf der Westseite von Hitterdalsvand gegenüber Noragutu (etwa 15 Km. N bis NNO vom Fengebiet).

Auch diese jüngsten Diabase sind nach Vogt (l. c. p. 79) vollkommen dekomponiert innerhalb des »Rödbergs« im Fengebiet; wenn sich dies bestätigen sollte, müßte die Hydrothermalmetamorphose demnach selbst nach der Eruption der Diabasgänge des Kristianiagebietes fortgesetzt haben.

VERGLEICH DES FENGEBIETES MIT ANDEREN GEBIETEN ENTSPRECHENDER ERUPTIV-GESTEINE.

Eine Zusammenstellung der meisten bisher bekannten Vorkommen von Gesteinen der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Serie wurde schon oben (S. 16 bis 48) geliefert. In *petrographischer* Beziehung sind diese Gebiete meistens unter sich und auch mit dem Fengebiet mehr oder weniger nahe übereinstimmend. Ihre Gesteinsgesellschaft ist zum großen Teil ungefähr dieselbe, und auch recht specielle Eigentümlichkeiten in der chemischen Zusammensetzung, wie auch in der Mineralienzusammensetzung wiederholen sich an verschiedenen Vorkommen, so z. B. die große Verbreitung von gewissen *Titanmineralien* (Melanit und andere Titangranate; Perowskit, Titanit) von *Mineralien der Pyrochlorgruppe* (Mikrolith, Pyrrhit etc.; siehe oben S. 247), namentlich aber auch von einer Reihe akzessorischer CaO-reicher (z. T. karbonathaltiger) Mineralien (Skapolith, Vesuvian, Wollastonit etc.; primärer Kalkspat, Cancrinit), — Verhältnisse die, wie oben besprochen, wohl nur durch eine Mischung ihres Stamm-Magmas mit *zugeführtem* $CaCO_3$ (entweder durch Einschmelzung von Kalkstein oder durch Mischung mit einem aus Kalkstein ausgeschmolzenem Karbonatmagma) befriedigend erklärt werden können. Mehrere Vorkommen sind, wie im Fengebiete, auch charakterisiert durch das Auftreten von eigentümlichen metasomatischen Neubildungen in ihrer Umgebung (»Fenitbildung«), ein Verhältnis, das auf Vorgänge in einem verhältnismäßig tieferen Niveau unterhalb der Tagesoberfläche bei ihrer Bildung hinweisen dürfte.

Ein mehr eingehender Vergleich des Fengebietes mit sämtlichen bekannten Vorkommen von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe würde hier zu weit führen. Für die *außereuropäischen* Vorkommen fehlt mir, was ihre *geologischen* Verhältnisse betrifft, auch genügendes Material; für diese muß deshalb hauptsächlich auf die Erwähnung derselben in der einleitenden Übersicht dieser Vorkommen (S. 16 bis 48) hingewiesen werden, während nur die nordeuropäischen Vorkommen unten etwas näher erwähnt werden sollen.

Am nächsten mit dem Fengebiet und dem Alnögebiet übereinstimmend scheint unter den außereuropäischen Vorkommen nach den vorliegenden Untersuchungen namentlich dasjenige von *Magnet Cove*. Auch das *Ice River*-Vorkommen zeigt in mehreren Beziehungen eine nahe Übereinstimmung; es wird aber — wie auch *Mineral Hill* und *Kruger-Mountain* — zum Unterschied vom Fengebiete als ein lakkolithisches Vorkommen gedeutet. Auch das Vorkommen von *Umcompahgre quadrangle* und das brasilianische Vorkommen von *Jacupiranga* scheinen, wie die oben erwähnten, recht *lokale* Durchbrüche zu repräsentieren . . .

Sowohl was die Gesteinsgesellschaft als was seine geologischen Verhältnisse betrifft bedeutend mehr verschieden von den lokalen schlotförmigen Durchbrüchen des Fengebietes und des Alnögebietes ist das große *kanadische Haliburton-Bancroft-Gebiet* von Nephelingesteinen in Ontario. Gesteine der Urtit-Ijolith-Melteigit-Jacupirangit-Serie scheinen in diesem großen Gebiet von Nephelingesteinen nur eine untergeordnete Rolle zu spielen. Und was die Mineralienzusammensetzung der Nephelingesteine des kanadischen Gebietes betrifft, besteht ein recht auffallender Unterschied von den meisten übrigen Gebieten von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe, indem das herrschende eisenreiche Silikat derselben nicht, wie sonst gewöhnlich, ein grüner Pyroxen ist, sondern mit wenigen Ausnahmen eine an Fe-Oxyde sehr reiche eigentümliche Hornblende, als *Hastingsit* bezeichnet. Es wurde oben (S. 33—35) erwähnt, daß z. B. der *Monmouthit* des kanadischen Gebietes in chemischer Beziehung dem Urtit des Fengebietes sehr nahe ähnlich ist, trotzdem aber eine wesentlich verschiedene Mineralienzusammensetzung von dunklen Mineralien erweist, nämlich ca. 15 % Hastingsit, anstatt ca. 8 % Pyroxen und Biotit in dem norwegischen Gestein. Dies bemerkenswerte Verhältnis dürfte wohl unzweifelhaft aus etwas verschiedenen Bildungsbedingungen der sonst einander recht ähnlichen Gesteine der beiden Gebiete herrühren. Es dürfte in dieser Beziehung die Beobachtung nicht ganz ohne Interesse sein, daß im Fengebiete, bei der Umwandlung des Grundgebirgsgranites in Fenit durch hydrothermale Metasomatose, sehr häufig offenbar *zuerst* eine hell grünlichblaue (bisweilen tiefblaue) Alkalihornblende die früheren Räume des Biotits ausgefüllt hat, welche unzweifelhaft *wenig existenzfähig* gewesen ist, indem sie außerordentlich häufig nachher vollständig dekomponiert wurde, während der wahrscheinlich vorwiegend etwas *später* bei fortgesetzter Imprägnation abgesetzte Ägirin in der Regel gegen nachfolgende Zersetzung bedeutend mehr widerstandsfähig gewesen ist.

Im Jahre 1913 wurde auf Grundlage der älteren Hypothese von A. Michel-Lévy über die Bedeutung der »agens mineralisateurs« für die

Bildung der Magmen der Alkaligesteine von C. H. SMYTH jr. eine erweiterte generelle Hypothese zur Erklärung der Entstehung dieser großen Gesteinsgruppe publiziert[1].

Aus dem spärlichen Vorkommen derselben — höchstens 1 % verglichen mit der Menge der subalkalischen Gesteine — sowie aus dem relativ reichlichen Gehalt derselben an »rare elements and mineralizers« schließt der Verfasser, daß die Alkaligesteine durch Differentiation aus den subalkalischen Gesteinsmagmen abgespaltet wären, und ferner daß diese Differentiation eben *wesentlich auch durch die gasförmigen »mineralizers«* (speciell dann Wasser, Cl, F, SO_3 etc.) *vermittelt sei.*

Von dieser gewiß bemerkenswerten Hypothese ausgehend hat dann später (1915) W. C. FOYE (l. c.) speciell für die Vorkommnisse von Nephelinsyeniten, Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Serie etc. in Haliburton County, Ontario ihre Bildung *eben auf der Grenze zwischen Kalkstein und Granit* in Analogie mit derjenigen der ebendaselbst auftretenden Pegmatitgänge in folgender Weise zu erklären versucht: »The close association of granite pegmatite with nephelitesyenites indicates that they originated from the primary granite magma at approximately the same time« . . . »It appears reasonable to suppose that the solutions which gave rise to the nephelitesyenites had their origin near the surface, that they were produced by the reaction of limestone with the granite magma, and that these solutions enriched certain confined portions of the granite magma in the elements characteristic of nephelitesyenites«.

Eine derartige Hypothese zur Erklärung der Bildung der Nephelingesteine und ihrer Beziehungen zu Kalkstein und Granit mag für das Haliburtongebiet vielleicht berechtigt sein; auf das Fengebiet kann dieselbe absolut nicht angepaßt werden, da eine Reaktion zwischen Kalkstein und *Granit* als Ursache zur Bildung der Nephelingesteine dieses Gebietes vollkommen ausgeschlossen scheint.

Ein besonderes Interesse bieten in *geologischer* Beziehung diejenigen Vorkommen dar, an welchen Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe als *Auswürflinge* oder aus der Tiefe mitgeschleppte Bruchstücke in den Tuffen vulkanischer Explosionskrater vorkommen.

Aus dem *Laacher Seegebiet* wurde ein derartiges Vorkommen von (Nosean-)Ijolithen namentlich von R. BRAUNS beschrieben; sehr bemerkenswert ist dabei auch, daß hier außerdem Auswürflinge von Calcitsyeniten und Calcitpegmatiten vorgefunden wurden, die mit verschiedenen Karbonatiten des Fengebietes analog sind.

[1] C. H. SMYTH. jr. „The chemical composition of the Alkaline Rocks and its significance as to their origin". Amer. Journ. of Sc. Ser. IV. Vol. XXXVI (1913), S. 33–46.

Dem Laacher See-Vorkommen entspricht ferner auch der *Kaiserstuhl*, das Vorkommen von Oberwiesental etc. Ganz entsprechend sind Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe samt Ägirin-führende Karbonatite auch als Auswürflinge in den Tuffen und Laven verschiedener Vulkane des großen *afrikanischen Grabens* bekannt; die Ergußgesteine dieser Vulkane sind zum großen Teil *Nephelinite*, die eben chemisch wie in ihrer Mineralienzusammensetzung den Tiefengesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe entsprechen.

Das Vorkommen von Ijolithen etc. zusammen mit Karbonatiten als Auswürflinge in Explosionskratern, wie im Laacher Seegebiet, ebenso wie in den Kratern des großen afrikanischen Grabens sind zum Vergleich mit dem Fengebiete und dem Alnögebiet besonders lehrreich, da sie einen ziemlich direkten Beweis dafür liefern, daß die letzteren in Übereinstimmung mit Högboms Charakteristik als *Tiefenschnitte* derartiger Vulkankrater aufgefaßt werden müssen.

Von größerer Bedeutung zum Verständnis der Bildungsgeschichte des Fengebietes ist indessen ein näherer Vergleich desselben mit den in petrographischer wie in geologischer Beziehung analogen Vorkommnissen mutmaßlich ungefähr gleichzeitiger Durchbrüche der Erdkruste in Fennoscandia.

In erster Linie muß dann hier die außerordentlich nahe Übereinstimmung des Fengebietes mit dem von Högbom eingehend untersuchten Gebiet von *Alnö* bei Sundswall, an der Ostseeküste Schwedens hervorgehoben werden.

In geologischer Erscheinungsform wie auch in Größe sind die beiden Gebiete nur wenig verschieden. Das Auftreten der eigentümlichen Eruptivgesteine derselben als fremde jüngere Gesteine, als Füllung eines schlotförmigen Durchbruches innerhalb eines Rahmens von umgebendem, älterem Grundgebirge deutet auch im Alnögebiet auf die Bildung eines *Explosionsraumes* als die Einleitung der Eruptionsgeschichte desselben. Und die innerhalb des Schlotes auftretenden *Kalksteinschollen* sind ganz wie im Fengebiete kaum weder mitgerissene Schollen von Grundgebirgskalkstein, noch in gewöhnlicher Weise kontaktmetamorphosierte Silurkalksteinschollen. Högbom erklärt dieselben, wie oben erwähnt, »vielleicht als Differentiationsprodukte aus einem kalk- und kohlensäurereichen Magma, . . . also auf dieselbe Weise wie die übrigen extremen Spaltungsgesteine« des Alnögebietes gebildet. Unter der Voraussetzung, daß das $CaCO_3$ dem Stamm-Magma *ursprünglich von außen*, durch Einschmelzen von Kalkstein, zugeführt wurde, scheint es mir naheliegend, auch die Entstehung der Kalksteine des Fengebietes in ähnlicher Weise zu erklären.

Auch die manchartigen eruptiven Tiefengesteine und die mit diesen zusammenhörenden Ganggesteine des Alnögebietes sind in der Hauptsache dieselben wie diejenigen des Fengebietes: Vibetoite, Jacupirangite, Melteigite, Ijolithe, Ijolithtinguaite, Juvite; nur die Mengenverhältnisse sind verschieden, indem im Alnögebiet die leukokraten Juvite, die im Fengebiete nur sparsam auftreten, vorzuherrschen scheinen. Die genannten Tiefengesteine führen ferner auch ganz wie die entsprechenden Fengesteine Kalkspat (und Cancrinit) als z. T. primäre Mineralien. Das Vorkommen von Titanmineralien (Melanit, Titanit etc.), von einem Mineral der Pyrochlorgruppe, von reichlichem Apatit sind beiden Gebieten gemeinsam. Mischgesteine, analog mit den Gesteinen der Tveitåsit-Fenit-Reihe des Fengebietes treten auch im Alnögebiet längs der Grenze gegen das umgebende Grundgebirge auf, und müssen auch hier durch eine entsprechende Metasomatose des Nebengesteins erklärt werden. Übergangsgesteine zwischen dem Kalkstein und den Eruptivgesteinen entsprechen den Hollaiten und Kåseniten des Fengebietes; die »Kalkgänge« entsprechen den Sövitgängen, und auch kalkspatreiche eutektische Pegmatite ungefähr entsprechend den Hollaitpegmatiten und Ringitpegmatiten des Fengebietes fehlen nicht. Schliefslich ist auch im Alnögebiet die Eruptionsgeschichte mit reichlichen, wesentlich jüngeren Gängen von Gesteinen der Alnöit-Damkjernit-Reihe abgeschlossen.

Kein anderes bis jetzt bekanntes Gebiet von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe zeigt eine so nahe Übereinstimmung mit dem Fengebiete als das Alnögebiet. Von fundamentaler Bedeutung wurde die ausgezeichnete Untersuchung Högboms über dieses Gebiet durch seine eingehende Beweisführung für das Auftreten des Kalkspats als ein vollkommen primäres Mineral in den Nephelingesteinen des Alnögebietes, sowie sein Nachweis, dafs der Kalkstein daselbst »in grofsem Mafsstabe ohne Dekomposition von dem Magma geschmolzen und aufgenommen worden ist, und dafs bei der Verfestigung Kalkspat aus dem Magma auf ganz ähnlicher Weise wie die übrigen Mineralien auskrystallisiert ist«, — samt endlich auch dafs die Kalksteine des Alnögebietes »wenigstens teilweise sich in einem echt magmatischen Zustand befunden haben« . . . .

Das *Kuusamogebiet*, aus dem ja der Ijolith überhaupt zuerst beschrieben wurde, entspricht auch in Gröfse und in seinem geologischen Vorkommen — als ein lokaler Durchbruch jüngerer Nephelingesteine durch das Grundgebirge — sehr nahe dem Fengebiet und dem Alnögebiet. Die auftretenden herrschenden Ijolithe sind mit denjenigen des Fengebietes genau übereinstimmend, und entsprechende Mikromelteigite treten in beiden Gebieten als Grenzfacies auf.

Es finden sich ferner auch in beiden dieselben Kontaktverhältnisse gegen das umgebende Grundgebirge, mit Bildung von Mischgesteinen und metasomatischen Gesteinen, welche genau den Tveitåsiten und Feniten des Fengebietes entsprechen, und auf eine vollkommen analoge Bildung hinweisen. Von Interesse ist es auch, daß, wie oben erwähnt, im Kuusamogebiete am NW-Kamme von Pennikavaara auch ein mittelkörniger *Essexit* von V. Hackmann entdeckt wurde.

In einer Beziehung schien, nach den vorliegenden Beschreibungen des Ijolithes von Iivaara, zwischen dem Kuusamogebiet und dem Fengebiet ein Unterschied zu bestehen, indem die Fengesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe sämtlich *Kalkspat* und in der Regel auch *Cancrinit* in beträchtlicher Menge als *primäre* Mineralien führen, was bei den fennischen Gesteinen angeblich nicht der Fall wäre; die Analysen dieser Gesteine aus dem Kuusamogebiet zeigen teils keinen, teils nur einen geringen Gehalt an CO_2, und Kalkspat und Cancrinit werden nur als sekundäre Mineralien erwähnt[1]. Diese Charakteristik ihres Vorkommens dürfte doch wohl wahrscheinlich auf die ältere, in den 90-er Jahren herrschende Auffassung zu beziehen sein, denn in meinen Dünnschliffen kommt der Cancrinit im Ijolith von Iivaara ziemlich in derselben Weise als im Ijolith vom Fengebiet vor, nämlich teils als (spätmagmatisches) Umwandlungsprodukt nach Nephelin, teils aber auch als selbständige, zwar recht spät ausgeschiedene, jedenfalls aber vollkommen primäre Körnchen, die sicher nicht aus Nephelin entstanden sind, und auch nicht miarolitische Hohlräume ausfüllen.

Kalkspat kommt in meinen Dünnschliffen nur sehr sparsam vor, scheint aber auch als ein letztes magmatisches Restmineral primär auskrystallisiert zu sein. Das Auftreten von sehr kalkreichen Mineralien wie Iivaarit und Wollastonit beweist auch, daß das Ijolithmagma von Kuusamo wie diejenigen des Fengebietes und des Alnögebietes von aufsen eine Zufuhr von $CaCO_3$ erhalten haben mufs. Im umgebenden Grundgebirge sind Kalksteinsvorkommen kaum näher als in einer Entfernung von ca. 50 Kilometer bekannt (nach mündlicher Mitteilung von Dr. Penti Eskola[2]).

Nachdem der gröfste Teil der vorliegenden Arbeit schon gedruckt war, erhielt ich von Professor Wilh. Ramsay aus Helsingfors während seines Besuches in Kristiania Juni 1921 die folgenden mündlichen Mitteilungen über ein von ihm 1911 entdecktes Vorkommen von Ijolith etc. auf der Halbinsel *Turja*, an der SSW-Küste von *Kola*.

[1] Ramsay u. Berghell l. c. S. 309–310; Hackmann l. c. S. 9.

[2] Siehe: „Suomen Kalkivi". Suom. Geol. Toimisto; Geotekn. Tiedonantoja. No. 21 Helsingfors 1919.

Turja bildet an der NNO-Küste des Kandalaks'schen Meerbusens eine niedrige Halbinsel, etwa 8 bis 10 Km. südöstlich von dem Dörfchen Umba; bei Umba ist die Mündung des Flusses Umpa, welcher ca. 80 Km. weiter nördlich aus dem See Umpjaur herausströmt, der zwischen den bekannten von RAMSAY und HACKMANN beschriebenen großen Gebieten von Alkaligesteinen: Umptek und Lujaur Urt belegen ist. Die Südküste der Kolahalbinsel ist auf der ganzen Strecke gegen das »Weiße Meer« und den Kandalaks-Meerbusen bis Turja ganz niedrig und offen, ohne Scheeren.

Nach der geologischen Karte von W. RAMSAY und P. ESKOLA[1] verläuft längs dieser Küste in einer Länge von etwa 160 Km. (von Tschapoma im O. bis östlich von Kusreka) eine *Verwerfung*, welche zwischen älterem Grundgebirge N. von derselben und eingesunkenem rotem (wahrscheinlich jotnischem) Sandstein in flachliegenden Schichten südlich von derselben trennt. Dieser Sandstein bildet nach der Mitteilung von RAMSAY auch einen flachen Uferstreifen auf der Ostseite der Halbinsel Turja, hier durch eine etwa S—N-liche Verwerfung von steil aufragendem *Ijolith* westlich von derselben getrennt. Das etwa 3 Km.^{2} große Ijolithgebiet bildet im südöstlichen Teil von Turja eine bis 100 M. aufragende, auch nach W. hin recht steil abfallende Felsenpartie. Die westlichste, als Kus Navolak bezeichnete kleine Halbinsel von Turja besteht aus dem von RAMSAY als *Turjait* bezeichneten Gestein, welches hier eine niedrige, kaum 10 M. aufragende Klippe, mit einem Areal nur ca. 150 M. im Durchschnitt bildet. Der Turjait setzt durch sehr grobkörnigen, dem Grundgebirge angehörigen Porphyrgranit auf, auf welchem ca. 45° SO fallende Schichten von Quarzit bis an die Grenze gegen den weiter östlich aufsetzenden Ijolith fortsetzen. Die Quarzitschichten scheinen unterhalb des auflagernden Ijoliths hineinzutauchen, und bilden durch zahlreiche Injectionen desselben in der Grenzzone ein migmatitartiges Gestein.

Die ganze Halbinsel Turja ist nackt, ohne Vegetation und wo der Felsengrund entblößt ist, glatt geschliffen, so daß alle auftretenden Gesteine sehr frisch und unzersetzt erscheinen. Der nördliche Teil der Halbinsel ist ganz niedrig und besteht nur aus losen Ablagerungen.

Professor RAMSAY hat mir ferner auch einige Stufen der das ältere Grundgebirge durchsetzenden Gesteine sowie auch 3 bis jetzt nicht publizierten Analysen derselben gütigst überlassen.

Das Hauptgestein, ein mittelkörniger *Ijolith* zeigte sich in meinen Dünnschliffen u. d. M. zu bestehen aus: Apatit reichlich, wenigstens ein Paar %, Eisenkies in Verwachsung mit Magnetit, Titanit, Perowskit, samt Spuren

[1] In „Östkarelen och Kola Lappmark". Von TH. HOMÉN. Helsingfors 1920.

eines Astrophyllit-ähnlichen Minerals; Pyroxen in kleinen Prismen (bisweilen in sphärolitischen Büscheln) mit Kern von Diopsid, Randzone von Ägirindiopsid ($c : c = ca.\ 67^0$) und z. T. stark pleochroitischem Ägirin reichlich; Nephelin oft in hübschen Tafeln nach der Basis; Cancrinit, wesentlich als primäres Mineral nach dem Nephelin als Zwischenmasse auskrystallisiert; Orthoklas ebenso, und schließlich Kalkspat, in meinen Dünnschliffen sehr sparsam.

Ramsay hatte mir von diesem Gestein die folgende von Dr. Eskola ausgeführte Analyse mitgeteilt:

SiO_2	46.28	0.7662	
TiO_2	0.94	0.0117	
Al_2O_3	14.76	0.1447	0.1698
Fe_2O_3	4.02	0.0251	
FeO	3.43	0.0476	0.1446
MnO	0.41	0.0058	
MgO	3.65	0.0912	
CaO	10.45	0.1866	
Na_2O	8.42	0.1358	0.1822
K_2O	4.36	0.0464	
H_2O	— (0.10)		
	+ 1.15	0.0639	
CO_2	1.49	0 0339	
P_2O_5, Cl, F, S nicht bestimmt			
	99.46		

Da die Summe der Quotientzahlen für Al_2O_3 und Fe_2O_3 bedeutend geringer ist als diejenige der Alkalien, und P_2O_5, S etc. nicht bestimmt sind, läßt sich die Analyse nur schwierig berechnen. Unter der Voraussetzung eines Al_2O_3 Gehaltes von 16 84 %, von 0.75 % P_2O_5, 0.30 % S und 0.07 % F samt eines Restes von 1.25 H_2O habe ich versuchsweise die Zusammensetzung des Gesteins berechnet zu:

Nephelin 38.17, Cancrinit 5.88, Orthoklas 10.56	= 54.61 %
Pyroxen 31.29, Ägirin 9.21	= 40.50 »
Apatit 1.81 %, Titanit 0.35, Perowskit 0.34, Magnetit 0 75	= 3.97 »
Eisenkies 0.72	
Kalkspat	2.56 »
	101.64 %

Die Zusammensetzung des eigentümlichen Ijoliths von Turja nähert sich durch den ziemlich hohen Gehalt an grünen Pyroxenen den Melteigiten, durch den dem relativ hohen SiO_2-Gehalt entsprechenden, nicht geringen Gehalt an *Orthoklas* aber der Juvit-Malignit-Reihe. Derartige

Orthoklas führende Ijolithe finden sich, wie oben erwähnt, auch im Fengebiete (siehe oben S. 64—65, und S. 108).

Auch von dem zweiten Hauptgestein des Turjagebietes, dem von RAMSAY als *Turjait* bezeichneten Gestein erhielt ich von ihm eine schöne, grofse Stufe mit einer beigefügten chemischen Analyse von Dr. P. ESKOLA. Das z. T. ziemlich grobkörnige Gestein zeigt makroskopisch recht zahlreiche bis centimetergrofse, schwarze Biotittafeln und ein, oder mehrere weifse Mineralien; die Struktur ist eine typische Tiefengesteinsstruktur. RAMSAY hatte schon die Mineralienzusammensetzung des Gesteins bestimmt, und namentlich den ungewöhnlich frischen, u. d. M. schwach rötlich gefärbten uud *auffallend stark doppelbrechenden* Melilith isoliert und durch eine chemische Analyse erkannt. Diese Analyse zeigte die folgende Zusammensetzung des Minerals: SiO_2 41.93, Al_2O_3 8.34, Fe_2O_3 1.54, FeO 3.40, MgO 6.26, CaO 31 93, Na_2O 4.08, K_2O 0.48, H_2O 1.08, unlösl. 0.15. Summe 99.14. — Diese Zusammensetzung des optisch negativen, einachsigen Minerals macht — trotz der starken Doppelbrechung (das Mineral zeigt in gewöhnlichen Dünnschliffen zwischen gekreuzten Nikols kräftig blaue und rote Interferenzfarben!) — die Bestimmung desselben als Melilith unzweifelhaft. Er zeigt u. d. M. eine gute Spaltbarkeit nach {001} und ist z. gr. T. nach dem Nephelin und dem Biotit auskrystallisiert, somit nur selten die gewöhnliche Tafelform zeigend. Der Nephelin ist recht früh auskrystallisiert, öfters roh tafelförmig, teils früher als, teils gleichzeitig mit dem Biotit erstarrt; dieser letztere ist stark pleochroitisch (braunschwarz-braun) und scheint ein Lepidomelan zu sein. Übrigens findet sich recht reichlich Eisenerz (Titanomagnetit), Perowskit(?); Melanit sparsam und nur in einzelnen Dünnschliffen; Spuren von grünem Pyroxen und Eisenkies, samt reichlich Apatit.

Die von Dr. P. ESKOLA ausgeführte Analyse des Gesteins zeigte die folgende Zusammensetzung:

SiO_2	31.41	Na_2O	4.38
TiO_2	3.88	K_2O	3.85
Al_2O_3	10.33	H_2O	— (0.13)
Fe_2O_3	7.91		+ 0.98
FeO	6.10	P_2O_5	4 14
MnO	0.27	CO_2	0.44
MgO	6 93	S	0.15
CaO	18 90		99.80

Da die Zusammensetzung der meisten Mineralien (abgesehen von dem Biotit) ungefähr bekannt war, habe ich die Mineralienzusammensetzung in folgender Weise zu berechnen versucht:

Nephelin 16.79, Melilith 35.19	51.98
Lepidomelan	32.17
Perowskit 2.54, Magnetit 1.12, Titaneisenerz 2.66, Eisenkies 0.27 . } Apatit 9.93 . }	16.52
Kalkspat	1.00
(Es wurde dabei 0.37 F und 1.92 SiO_2 mehr als gefunden berechnet).	101.67

Der Turjait entspricht somit als Tiefengestein ungefähr den etwas Leucit führenden Melilith-Nepheliniten unter den Ergußgesteinen; es ist recht bezeichnend, daß derartige Ergußgesteine eben auch aus Vulkangebieten bekannt sind, aus welchen auch Ijolith als Tiefengesteins-Auswürflinge vorgefunden wurden, so z. B. unter den Laacher See-Gesteinen (Herchenberg und Hannebacher Ley; siehe R. Brauns, l. c. 1921, S. 36), ebenso aus dem Kivu-See-Gebiete (Ngoma Krater; siehe L. Finckh, l. c. S. 26). Ähnliche, obwohl nicht identische an Melilith reiche Tiefengesteine, wie der Turjait, sind ja auch sonst eben aus der Ijolithgefolgschaft bekannt, so namentlich aus dem Uncompahgre quadrangle, Colorado (siehe oben S. 27).

Auch von *Ganggesteinen* sind nach Ramsay verschiedene Gesteinstypen der Ijolithgefolgschaft in dem Turjagebiet vorgefunden. Erstens eine Reihe von Gängen der *Almöit-Damkjernit-Reihe*. Eine dem geologischen Museum der Universität Kristiania geschenkte Stufe besteht aus einem feinkörnigen, grüngrauen Gestein, worin tiefgrüne, runde Knollen von ein Paar Mm. bis ein Paar Cm. Größe als Einschlüsse auftreten. U. d. M. sieht man, daß diese Knollen aus *Olivin* bestehen, teils vollkommen frisch, teils in faserigen Serpentin umgewandelt. Die Grundmasse, in welcher dieselben eingebettet sind, besteht aus zahlreichen, winzigen Tafeln eines sehr hell gefärbten, in Dünnschliffen fast farblosen, kaum pleochroitischen *Biotits*, ferner aus hellbraun gefärbtem, isotropem *Melanit* (z. T. stark zersetzt), kleinen *Magnetit*körnchen, und dünnen Prismen von *Apatit*, samt schließlich *Kalkspat*, teils wahrscheinlich als primäre Mesostasis, teils aber auch als Zersetzungsprodukt sekundär abgesetzt und mit knockigem, opakem, weißgrauem Leukoxen gemischt. Nach der (von P. Eskola ausgeführten) Analyse besteht dies Gestein aus:

SiO_2	29.68	CaO	21.45
TiO_2	2.30	Na_2O	1.10
Al_2O_3	5.15	K_2O	1.05
Fe_2O_3	11.55	H_2O	(— 0.72)
FeO	3.93		+ 3.99
MnO	0.11	P_2O_5, F, S nicht best.	
MgO	13.09	CO_2	5.58
			99.70

Die Zusammensetzung erinnert an diejenige verschiedener stark zersetzter *Alnöite* (z. B. an CONNORS Analyse des Alnöits von Charles bei Montreal, siehe oben S. 66). Diese Gänge setzen nach RAMSAY namentlich durch das Grundgebirge der niedrigen Strecke W. von der Ijolithhöhe durch.

Der *Turjait* ist nach RAMSAY durchsetzt von einer Anzahl *schwarzer, sehr feinkörniger Gänge;* u. d. M. zeigte sich das Gestein derselben zu bestehen aus einem dichten Filz von meistens äußerst winzigen, dünnen Prismen eines fast farblosen *Pyroxens,* samt aus kleinen Magnetitkörnchen; zwischen den Pyroxenprismen findet sich in geringer Menge ein schwach gelb gefärbtes isotropes Glas, und ein wenig (sekundärer) Kalkspat. Das Gestein ist somit ein typischer *Augitit.* Augitite sind ja auch aus dem *Kaiserstuhl* bekannt[1], ferner auch aus dem *Umptek*gebirge auf Kola[2], sowie aus anderen Gebieten von Alkaligesteinen.

Schließlich wurde von RAMSAY in dem Quarzit westlich von dem Ijolithstock auch ein aus körnigem Kalkspat bestehender, etwa $1^1/_2$ Meter mächtiger »*Kalkgang*« beobachtet; dies Gestein dürfte vielleicht mit den »Kalkgängen «von Alnö und den Sövitgängen des Fengebietes zusammenzustellen und somit als ein Erstarrungsgestein eines Karbonatmagmas aufzufassen sein.

Für weitere Erläuterungen über das hochinteressante Gebiet von Turja muß ist auf RAMSAYS später erscheinende Beschreibung desselben hinweisen. Seine beiden Durchbrüche durch das Grundgebirge sind ungefähr mit denjenigen vom Fengebiet und von Ormen analog; das Vorkommen eines an Melilith reichen Gesteins, wie der Turjait (ebenso wie des Karbonatfelses des erwähnten Ganges?) beweist, daß auch im Turjagebiet das Eruptivmagma mit eingeschmolzenem Kalkstein (oder mit Karbonatmagma) gemischt gewesen sein muß.

Etwa 130 Km. nördlich vom Turjagebiet (und etwa 200 Km. ONO vom Kuolajärvigebiet) findet sich das gewaltige, von W. RAMSAY und V. HACKMANN beschriebene Vorkommen verschiedener Nephelingesteine von *Umptek* und *Lujaur-Urt* an der Kolahalbinsel; Umptek (hauptsächlich aus *Chibinit,* z. T. mit schmaler Randzone von »Umptekit« bestehend) hat ein Areal von 1115 Km^2, Lujaur-Urt (hauptsächlich aus verschiedenen *Lujauriten* bestehend) ein Areal von 485 Km^2, zusammen somit ca. 1600 Km^2, mit Höhen über die Umgebung von 900 bis 1000 Meter aufragend. Unter den auftretenden Nephelingesteinen dieses Gebietes wurden, wie oben er-

[1] FR. GRAEFF. Sep. Abdr. aus dem Ber. des Oberh. geol. Ver. am 19. Apr. 1900; S. 3.
[2] V. HACKMANN. Petrogr. Beschr. d. Nephsyen. v. Umptek etc. Fennia. B. 11, S. 178 (1894).

wähnt (S. 20 bis 22) auch Gesteine der Ijolith-Melteigitreihe beschrieben: Die vom *Umptek* beschriebenen Vorkommen: vom Kaljoktal an der NO-Seite, von Jemigorr an der NW-Seite und vom Tachtarwumtal an der WSW-Seite des Gebirges, sind entweder intrusive Lagergänge oder Spaltengänge von feinkörnigen bis dichten *Mikroijolithen*[1]. Von Lujaur-Urt wurden von Ramsay[2] aus den westlichen Ausläufern desselben (Sengisnjun, Parganjun, Kuftnjun und Kietknjun) auch grobkörnige Gesteine der Ijolithreihe beschrieben, die in recht ausgedehnten Partien auftreten, »die teils als mächtige Lager zwischen den Bänken des umgebenden gewöhnlichen Lujaurits, teils als breite Gangmassen quer zu denselben vorzukommen scheinen. Durch den Zutritt von akzessorischen, tafelförmigen, parallel angeordneten Feldspattafeln in gewissen Varietäten — — — entstehen Übergänge zu den Lujauriten«. Für diese Ijolithgesteine von Lujaur-Urt führte Ramsay später (1896) die Bezeichnung *Urtit* ein[3].

Es ist von Interesse, daß der Chibinit von Umptek von jüngeren 1 bis 2 M. mächtigen Gängen[4] von *Theralit* durchsetzt wird, dessen chemische Zusammensetzung von einer Essexitzusammensetzung nicht sehr verschieden ist.

Ramsay's Untersuchung der geologischen Verhältnisse des großen Umptek-Lujaur-Urt Massives zeigten, daß der erstere »*die tieferen und mittleren Teile eines großen Massives darstellt*«, während »*der Lujaur-Urt dagegen bildet den oberen Teils eines Laccolithen*« (l. c. 1894, S. 96—97).

Die Geologen Finnlands haben selbst hervorgehoben, daß das Ijolithvorkommen von Turja *in naher Beziehung zu dem Umptek-Lujaur-Urt-Massiv steht*[5].

Eine nahe Verwandtschaft mit dem Fengebiet zeigt offenbar das *Kuolajärvigebiet* in Finnland. Es wurde oben (S. 120—124) namentlich die nahe chemische Verwandtschaft des Särnaits von diesem Gebiet mit dem Ijolith-Tinguait von Melteig erwähnt; ebenso die Imprägnation des angrenzenden

[1] S. 22 wurde oben die von Brenner (l. c.) angegebene (auf Schätzung nach Beobachtungen der Dünnschliffe beruhende) Berechnung der Zusammensetzung des Gesteins des Tachtarwum-Ganges angeführt, wonach der Nephelingehalt desselben nur ca. $38^1/_4\,\%$ betragen sollte. Das Gestein würde demnach ein Mikromelteigit sein. Nach Berechnung der chemischen Analyse habe ich aber die folgende Zusammensetzung wahrscheinlicher gefunden: Nephelin etwa $45\,\%$, Hornblende (Rest) etwa $29\,\%$, Ägirindiopsid $15\,\%$, Titanit $3^2/_3\,\%$, Mosandrit $3\,\%$, Magnetit $2^1/_4\,\%$ und Apatit $1^1/_2\,\%$; nach dieser Berechnung wäre das Gestein, wie S. 22 angeführt, ein Mikroijolith.

[2] Fennia B. 11 (1894), No. 2, S. 93.

[3] Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. B. 18, S. 459—468 (1896). Später auch in Fennia, B. 15 (1897), No. 2, S. 22—23.

[4] Th. Brenner l. c. S. 1.

[5] Th. Homen. Östkarelen och Kola Lappmark. Helsingfors 1920, S. 13.

umgebenden Gneisgranites mit Ägirin etc., welche der »Fenitisierung« im Fengebiete vollständig entspricht, und endlich das Vorkommen von Ägirin, Nephelin, Cancrinit, Albit, Manganophyll, Biotit, Chlorit, Titanit, Perowskit, Pyrit etc. führenden Kalksteinen, welche aller Wahrscheinlichkeit nach den Hollaiten, Ringiten, Kåseniten und Söviten des Fengebietes entsprechen dürften. Ijolithe sind zwar noch nicht im Kuolajärvigebiete nachgewiesen, dürften aber wahrscheinlich in größerer Tiefe daselbst vorkommen; dies wird bestätigt durch das Vorkommen von bis 3 M. mächtigen Gängen des von Sundell (Bull. d. l. Comm. géol. d. Finlande, No. 16 (1905), S. 9 ff.) beschriebenen und analysierten sogenannten »Nephelinporphyrs«, welcher offenbar ein Ganggestein der Ijolith-Reihe (ein zersetzter Mikroijolith?) ist.

Mit dem Kuolajärvigebiet scheint auch das oben mehrmals erwähnte (siehe oben S. 337) *Särnaitgebiet* vom *Siksjöberg, Särna*, Dalarne, Schweden ziemlich nahe übereinstimmend und vielleicht auch gleichaltrig zu sein.

Von typischen sogenannten »Cancrinitsyeniten« (Särnaiten) sind bis jetzt ja überhaupt nur 3 Vorkommen: vom Siksjöberg, Särna, von Pyhäkuru, Kuolajärvi und vom Beaver Creek, Uncompahgre quadrangle bekannt; das letzte Vorkommen ist, wie oben erwähnt, ein typisches Vorkommen von Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe.

Oben wurde zur Erläuterung der Verhältnisse des Fengebietes der nähere Vergleich mit demselben wesentlich auf fennoscandische Vorkommnisse mit Gesteinen der Ijolith-Melteigit-Reihe beschränkt, oder auf Vorkommnisse mit Gesteinen, welche genetisch so nahe mit dieser Reihe verwandt sind, daß das Vorhandensein von Ijolithgesteinen in größerer Tiefe derselben nicht unwahrscheinlich sein dürfte.

Für den näheren Vergleich mit den *geologischen* Verhältnissen desselben muß aber dieser Rahmen unserer Untersuchung etwas erweitert werden. Es ist dann hier in erster Linie notwendig das oben noch nicht näher erwähnte sehr bemerkenswerte, von Percy Quensel 1913 (l. c.) beschriebene Vorkommen des *Almungegebietes in Upland, Schweden* näher zu besprechen, — ein Vorkommen, das einerseits durch seine *Hastingsit* führenden Syenite und seine an *Albit* reichen Nephelinsyenite (Canadite) an die Gesteine des kanadischen Haliburton—Bancroft-Vorkommens erinnert, andererseits durch das Auftreten von Eruptivgesteinen mit *primären*, CO_2-haltigen Mineralien (namentlich Cancrinit) sowie durch seine geologischen Verhältnisse nahe Beziehungen zum Alnögebiet und zum Fengebiet erweist.

In dem Almungegebiet sind Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe bis jetzt nicht nachgewiesen. Die dort auftretenden Alkaligesteine sind hauptsäch-

lich eigentümliche Syenite (als *Umptekite* bezeichnet) und Nephelinsyenite (*Canadite*). Diese Gesteine nehmen ein kurzelliptisches Areal ein, von etwa 13 Km^2 (3.5 bis 4.5 Km. lang, 3 bis 3.5 Km. breit). Das Hauptgestein ist ein sogenannter *Umptekit;* der Canadit tritt nur ganz untergeordnet auf und repräsentiert nach Quensel wahrscheinlich nur kleine, in dem jüngeren Umptekit eingeschlossene Reste einer älteren Eruption Die Gesteine setzen durch umgebendes Urgebirge (grauen Hornblendegranit und roten saureren Granit), und zeigen häufig eine protoklastische, schieferige Struktur in der Grenzzone.

Das typische von Quensel als Umptekit bezeichnete Hauptgestein ist mittelkörnig, und besteht aus *Mikroperthit* (Orthoklas- oder Mikroklinmikroperthit) mit *Albit* (oder Oligoklasalbit) und *Hastingsit* als Hauptmineralien, daneben auch ein wenig Biotit, Quarz, Zirkon, Titanit, Apatit und fast immer ein wenig *Kalkspat,* »even in the freshest rocks«. — »The calcite must be an infiltration product, probably deposited at an early date of the metasomatic period of the rocks« (l. c. S. 153). Was den Mikroperthit betrifft, ist dieser nach Quensel »generally jagged and often surrounded by a granulated zone of feldspar, which sometimes gives the rock a pseudoporphyric appearance«. Nach den von Quensel (namentlich auf der Tafel IV) publizierten Strukturbildern (sowie auch nach Vergleich meiner Dünnschliffe einer Suite von Almungegesteinen im geologischen Museum der Universität Kristiania) *erinnert die Struktur der sogenannten Umptekite von Almunge z. T. sehr nahe an die typische Struktur der Fenite des Fengebietes* mit ihren größeren, isomeren, feinlamellierten, kantenzerfranzten Mikroperthitkörnern, zum Teil mit umgebenden und zwischenliegenden Aggregaten und Strömen von kleineren Albit- und Mikroklinkörnchen. Es muß erinnert werden, daß auch im Fengebiete die hier auftretenden Fenite z. T. Hornblendefenite sind; die Hornblende in den Almungegesteinen ist zwar ein eisenreicher, ziemlich alkaliarmer *Hastingsit,* in den Hornblendefeniten des Fengebietes entweder eine Hornblende der Arvedsonitreihe oder verschiedene hell grünlichblaue Hornblenden (teils an den madagassischen Itmerinit (siehe oben S. 165), teils an die Na_2O-reiche Hornblende von N. Kärr erinnernd), was aber keinen wesentlichen Unterschied bezeichnet. Meistens ist das Alkali-Eisen-Silikat der Fenite aber ein Ägirin. Sehr bemerkenswert ist es nun, das die *chemische* Zusammensetsung des typischen sogenannten Umptekits (von Seglinge) im Almungegebiet (I) ziemlich nahe dieselbe ist, als diejenige der Fenite des Fengebietes (II & III) und des Kuusamogebietes (IV), zum Vergleich ist in der beigefügten Tabelle auch (unter V) die Analyse des typischen Umptekits von Umpjaur nebenbei angeführt.

	I. *Sogen-Umptekit* Seglinge, Almungegebiet (Anal. v. NAIMA SAHLBOM bei QUENSEL, l. c. S. 154)	II. *Fenit* W. v. Melteig (A. RØDLAND)	III. *Fenit* S. v. Melteig (A. RØDLAND)	IV. *Fenit* Ahvenvaara Kuusamogebiet (N. SAHLBOM b. HACKMANN, l. c. S. 158)	V. *Umptekit* Umpjaur, Kola (W. PETERSSON b. RAMSAY, Fennia B. 11, S. 205)
SiO_2	62.57	60.55	62.17	63.76	63.71
TiO_2	0.22	0.11	0.44	0.70	0.86
ZrO_2	—	0.04	0.05	—	—
Al_2O_3	16.72	16.76	15.04	17.37	16.59
Fe_2O_3	1.32	1.09	3.20	0.10	2.92
FeO	4.25	1.03	1.05	1.11	0.66
MnO	0.07	0.10	0.11	0 37	0.20
MgO	0.52	0.19	0.40	0.93	0.90
CaO	1.76	4.59	3.01	1.72	3.11
BaO	0.05	0.03	0.15	—	—
Na_2O	6.27	6.24	5.25	6.69	8.26
K_2O	6 00	6.12	7.16	5.97	2.79
H_2O	0.37	— (0.12) + 0.24	(0.02) 0.41	— 0.40	— 0.19
P_2O_5	0.20	0.50	0.05	0.16	—
CO_2	—	2.45	1.61	—	—
F	—	0.03	Spur	—	—
S	0.13	0.03	0.09	—	—
	100.45	100.22	100.21	99.28	100.19

Die Übereinstimmung ist, wie man sieht, mit den Feniten ganz auffallend; der größere CaO-Gehalt der Fenite des Fengebietes bezieht sich auf den Kalkspatgehalt derselben, welcher in dem analysierten Gestein von Almunge gefehlt haben muß; übrigens ist kein nennenswerter Unterschied in chemischer Beziehung da, indem andere Fenite ganz sicher z. T. einen höheren Fe-Gehalt führen, dann aber als Fe_2O_3, nicht als FeO (entsprechend dem Ägirin, anstatt des Hastingsits). Dagegen ist der Unterschied vom typischen Umptekit von Umpjaur, welcher offenbar einer Na_2O-Reihe der Syenite gehört, ganz bedeutend:

	$Na_2O : K_2O$
Almunge	0.1011 : 0.0639 = 1 : 0.63
Fen (II)	0.1007 : 0.0651 = 1 : 0.64
Ahvenvaara	0.1079 : 0.0635 = 1 : 0.59
Umpjaur	0.1332 : 0.0296 = 1 : 0.22

Da auch die Strukturverhältnisse des Almungesyenites z. T. mit denjenigen der typischen Fenite übereinstimmen, dürfte derselbe mit diesen vielleicht auch was seine Genesis betrifft nahe verwandt sein; es scheint

demnach vielleicht berechtigt, den Almungesyenit geradezu als einen Fenit aufzufassen. Die Grenzzone dieses Fenits ist, nach QUENSEL, zum Teil aplitisch körnig und hat eine an diejenige der Nordmarkite erinnernde Zusammensetzung Längs der Grenze, namentlich gegen den roten, saureren Grundgebirgsgranit, ist dieser augeblich assimiliert, so daß öfters eine Reihe von Übergangsgesteinen (Mischgesteinen) dadurch gebildet sind (l. c. S. 140—141 etc.) ganz wie im Fengebiete, im Alnögebiete, im Kuusamogebiete. Auch die innerhalb des sogenannten Umptekits auftretenden Partien von Canadit sind entsprechend von einer Übergangszone zwischen beiden Gesteinen umgeben, die auch durch Assimilation des älteren Gesteins erklärt werden.

Der normale von QUENSEL als *Canadit* bezeichnete Nephelinsyenit des Almungegebietes besteht hauptsächlich aus *Albit, Nephelin, Cancrinit* und *Hornblende* (meistens der Barkevikitreihe, nur untergeordnet Hastingsit) samt *Biotit* (Lepidomelan); eine Anzahl anderer Mineralien ist nur untergeordnet oder rein akzessorisch (darunter Orthoklas oder Mikroklin etc.; Sodalith, Ägirinaugit; *Vesuvian* etc.). Auffallend ist der hohe Gehalt an *Cancrinit*, — in einer Probe sogar zu 17.46 % berechnet, — vorherrschend als *primäres* Mineral. Ferner das häufige Vorkommen von *Vesuvian*, ebenfalls als primäres Mineral, idiomorph gegen Nephelin und Feldspat. »There can be no doubt that the mineral is of a primary origin in such a sense, that it has crystalized out of the magma contemporaneously with the other minerals.« Quensel vergleicht sein Vorkommen mit demjenigen des Calcits in dem Alnögebiet: »There seems hardly any other means of explaining the development of vesuvianite in the Almunge rocks, than assuming, that a very complete assimilation of some calcic rocks, possibly an impure limestone has taken place.« Für diese Auffassung spricht offenbar auch der große primäre Cancrinitgehalt des Canadits, sowie auch der sehr verbreitete Kalkspatgehalt in dem sogenannten Umptekit des Almungegebietes. QUENSEL hat deshalb auch die Möglichkeit angedeutet, daß die Alkaligesteine des Almungegebietes vielleicht sind »having been formed by assimilation of calcareous sediments« (l. c. S. 196); Paragneisse mit eingelagertem Kalkstein finden sich »at no very great distance south of the area, and may possibly be present at deaper levels within the Almunge district itself.«

Außer den normalen Canaditen (mit ca. 48 2/3 % SiO_2) finden sich auch mehr basische (mit bis ca. 43 2/3 % SiO_2) als »theralistische Canadite« bezeichnete Typen, die sich nicht qualitativ, sondern nur durch größeren Gehalt derselben dunklen Mineralien unterscheiden; sie sind von normalen Theraliten dadurch verschieden, daß ihr Feldspat Albit und saurer CaO-armer Plagioklas ist (anstatt des Labradors oder Bytownits der normalen Theralithe),

und ihre chemische Zusammensetzung ist nicht allzu sehr verschieden von derjenigen gewisser *Essexite* (z. B. dem Essexit von Salem, Mass., nach Analyse von H. Washington, Journ. of Geol. B. 7, 1899, S. 57).

Die Canadite nehmen, wie erwähnt, im Vergleich mit den sogenannten Umptekiten des Almungegebietes nur ein ganz geringes Areal ein, wesentlich im östlichen Teil desselben; »the consanguinity of the two rocks cannot be doubted and it is possible that no very great difference in age exists between them« (S 164). Über das geologische Auftreten der Almungegesteine bemerkt Quensel daß: »The result of the detailed survey of the district seems to indicate, that the whole area of alcaline rocks represents a channel, through which magma has flowed perhaps for a considerable time, giving rise to intrusive or extrusive rocks at higher levels, long since eroded away« (l. c. S. 139, 142, 175, 197). Das Altersverhältnis zwischen den beiden Haupttypen war schwierig festzustellen; Quensel betrachtet den Canadit als den ältesten: »If the canadite rock . . . . . once filled the whole neck, but was followed by a later flow of umptekitic magma, remnants of the earlier rock might well be preserved along the sides of the channel« etc. (S. 164). Wenn die als Umptekite bezeichneten Gesteine nicht nur chemisch, sondern auch was ihre Bildung betrifft, mit Recht mit den Feniten des Fengebietes (des Kuusamogebietes und des Alnögebietes) zusammenzustellen wären, könnte man sich vielleicht denken, daß sie, — nach ihrer Bildung in größerer Tiefe durch Einwirkung des Alkalimagmas auf den umgebenden Grundgebirgsgranit, schließlich in magmatischen Zustand gebracht wurden und — nachträglich nach oben, *nach* der zuerst stattgefundenen Eruption des Canadits, aufgepreßt wurden. —

Das Almungegebiet scheint nach dem obenstehenden, obwohl nicht ein Ijolithgebiet, in mehreren Beziehungen bedeutende Analogien mit dem Fengebiet zu zeigen; es ist wie dieses ein *schlotförmiger Durchbruch durch das Grundgebirge*, sicher jünger »than the great regional movements, which have metamorphosed surrounding granites«, und in ähnlicher Weise durch großartige *Assimilationserscheinungen des Nebengesteins* (Fenitbildung?) durch *primäre Karbonatmineralien* (Cancrinit) sowie *kalkreicher Mineralien* (Vesuvian), die nur durch Einschmelzen von Kalksteinen als primäre Erstarrungsmineralien gebildet sein können, charakterisiert. — — —

In seiner ersten Mitteilung über seine Untersuchungen des Almungegebietes schien Quensel anzudeuten, daß die verschiedenen Assimilationserscheinungen des umgebenden Granites und die Bildung der Alkaligesteine des Gebietes eventuell auf »eine partielle palingenetische Umschmelzung desselben« zu beziehen wäre[1]; diese Auffassung scheint in seiner späteren,

[1] Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. 33, S. 699 (1913).

vollständigen Abhandlung aufgeben, indem er hier die Intrusion der Alkaligesteine nicht nur als jünger als die umgebenden Granite, sondern auch als »the regional (and eventually palingenitic) deformation of the same« erklärt (l. c. S 141). Trotzdem findet er es doch wahrscheinlich, daß die Alkaligesteine des Almungegebietes »belong to the truly archean formation and are probably younger than the great regional movements, which have metamorphosed the surrounding granites, but older than the postarchean igneous rocks of the province«. — QUENSEL begründet diese Auffassung namentlich dadurch, daß die Almungegesteine, weil in großer Tiefe gebildet (in »a deap-seated section of a magmatic channel«) wesentlich älter sein müssen »than the formation of the precambrian peneplain of Scandinavia, giving time for the precambrian erosion to lay bare such a deep-seated section«.

Es ist sehr möglich, daß diese Auffassung QUENSELS berechtigt ist; da sie aber jedenfalls auf die Schätzung einer unbekannten Größe gestützt ist, wäre es anderseits wohl auch möglich, daß das Almungegebiet vielleicht dennoch jünger ist, z. B. etwa von demselben Alter als das Alnögebiet? Eine sichere Entscheidung dieser Altersfrage läßt sich wohl kaum erreichen. — — —

Außer dem Almungegebiet gibt es innerhalb des mittelschwedischen Grundgebirges auch noch ein zweites Vorkommen von Nephelinsyeniten und Albitsyeniten ohne begleitende Gesteine der Ijolith-Melteigit-Reihe, das an dieser Stelle zum Vergleich mit dem Fengebiet kurz besprochen werden soll, das von A. E. TÖRNEBOHM 1916 beschriebene[1] Vorkommen von Katapleitsyenit bei N. KÄRR, *östlich vom Wettern-See, auf der Grenze zwischen Småland und Östergötland.* Das kleine Gebiet dieses merkwürdigen Gesteins nimmt ein langelliptisches Areal ein, etwa 1200 Meter in N—S-licher und höchstens 400 Meter in W—O-licher Richtung, somit nur etwa 0.3 Km.^{2} groß; es bildet eine Einsenkung in Grundgebirgsgranit, und ist so stark überdeckt, daß höchstens ein Gesamtareal von etwa 0.03 Km.^{2} bloßgelegter Felsenoberfläche in kleinen, isolierten, niedrigen meistens in N—S-licher Richtung ausgezogenen Felsen, ganz überwiegend längs den Grenzen des langelliptischen Areals entblößt ist.

Das herrschende Gestein ist angeblich ein porphyrartiger, öfters etwas schieferiger *Nephelinsyenit* mit Einsprenglingen von Katapleittafeln und bisweilen Eudialytkörnern in einer feinkörnigen Grundmasse von Natronorthoklas, Nephelin, Ägirin und Eudialyt. Die unmittelbare Grenze des Gesteins ist nur an einer Stelle (in etwa 10 Meter Länge) entblößt; das

[1] A. E. TÖRNEBOHM. „Katapleit-Syenit" etc. Sver. G. U. Ser. C. No. 199 (1906).

Gestein ist hier vollkommen schieferig, sehr feinkörnig und der Ägirin ist von Biotit und bläulicher Hornblende ersetzt. Die Schieferigkeit des Gesteins folgt der Grenzfläche.

Innerhalb dieses herrschenden, hauptsächlich aus Feldspat, Nephelin und Agirin bestehenden, schieferigen, Katapleit etc. führenden Gesteins der äußeren Grenzzone findet sich in dem *inneren*, stark überdeckten Teil des Gebietes auch ein isomer körniger Nephelinsyenit von gröberem Korn (3 bis 5 Mm.), ferner verschiedene als »*Lakarpit*« bezeichnete Gesteine, die als Einschlüsse älterer, verwandter Spaltungsprodukte aufgefaßt wurden. *Ein* Vorkommen dieser Lakarpite besteht wesentlich aus *Albit* (mit ein wenig Mikroklin) und einer *tief grünlichblauen Hornblende;* dies übrigens *Rosenbuschit* führende Gestein erinnert etwas an den sogenannten »Umptekit« des Almungegebietes. — Andere Vorkommen des »Lakarpits« sind schieferig und führen u. a. *Pektolith* und eine hell grünlich blaue Alkali-Hornblende mit Achsenebene ǂ der Symmetriebene und Auslöschungswinkel der spitzen negativen Bissektrix $a : c = \text{ca. } 53^0$. Diese Hornblende erinnert sehr an eine ähnliche, fast nicht pleochroitische, sehr hell grünlich blaue Hornblende mit ähnlichem großen Auslöschungswinkel an gewissen Vorkommen von Hornblendefenit im Fengebiete. Betreffs des Vorkommens von *Pektolith* ist es von Interesse daran zu erinnern, daß dies Mineral in der Varietät *Manganpektolith* von J. Francis Williams im Eudialyt-Nephelinsyenit von Magnet Cove, Arkansas beobachtet wurde (l. c. S. 253—257); es kommt hier zusammen vor mit: Titanit, Magnetit, Eudialyt und Eukolit, Wollastonit, Melanit, Ägirin, Nephelin und Orthoklas oder Mikroklin, samt Zeolithen. Das Vorkommen so CaO-reicher Mineralien wie Rosenbuschit und Pektolith im Lakarpit erinnert an diejenigen von Wollastonit und Vesuvian in den Nephelinsyeniten von Alnö und Almunge etc. und muß unzweifelhaft auf ähnliche *Bildungsbedingungen wie für diese Vorkommen bezogen werden.* Für eine Reihe anderer Einzelbeobachtungen des interessanten Vorkommens von N. Kärr muß auf die ausführliche Untersuchung Törnebohms hingewiesen werden.

Was das Alter dieser Eruption betrifft, dann hielt Törnebohm dasselbe für mezozoisch (Keuper). A. Gavelin, der später die Frage des eventuellen Alters behandelt hat, hat dasselbe als *postarchäisch und präkambrisch* angenommen, und findet es wahrscheinlich, daß die Eruption von N. Kärr ungefähr *gleichzeitig mit derjenigen der jotnischen Rapakivigesteine* wäre. Er stützt diese Annahme wesentlich auf die Annahme, daß die Schieferigkeit des Katapleitsyenits eine katatlastische Struktur repräsentieren dürfte, die auf eine von ihm nachgewiesene schwache Bergkettenfaltung eben dieser Gegend Schwedens in präkambrischer Zeit zu beziehen

sei. Ohne das betreffende Vorkommen selbst untersucht zu haben, darf ich die Berechtigung dieser Auffassung nicht verneinen. Aus den Beobachtungen Törnebohms (sowie aus eigenen Beobachtungen einer Anzahl Dünnschliffe von größeren Stufen einer Typensammlung des Gebietes, die ich Törnebohm selbst verdanke) scheint es mir aber nicht ausgeschlossen, daß die genannte schieferige Struktur des Katapleitsyenits selbst vielleicht als eine *protoklastische* Struktur gedeutet werden könne. Für die Einschlüsse der Lakarpite hat Törnebohm selbst ihre Struktur als eine »Krystallisations-Schieferigkeit« aufgefaßt, und beschrieb ferner (l. c. S. 13—15) aus dem mittleren Teil des Gebietes eine vollkommen massig körnige, nicht schieferige, mittelkörnige Varietät des Gesteins. Die längliche Form des Gebietes mit dem Verlauf der Schieferigkeit längs dem Kontakt des feinkörnigen, porphyrischen Gesteins mit dem Nebengestein deutet am nächsten darauf, daß die Schieferigkeit vorzugsweise auf ein fluidales Grenzverhältnis zu beziehen wäre, wie z. B. im Kristianiagebiet in mehreren Beispielen der Fall ist. Es wäre deshalb ein etwas jüngeres Alter vielleicht nicht ausgeschlossen; und selbst nach Gavelins[1] Auffassung dürfte wohl eine ungefähre Gleichzeitigkeit der Eruption von N. Kärr mit derjenigen des Alnögebietes angenommen werden können.

Die Richtung der centralnorwegischen Bergkette setzt in die kaledonische Faltung in Schottland mit derselben etwa NO—SW-lichen Hauptrichtung fort. 700 Kilometer SW von Statt an der NW-Ecke Norwegens finden sich nicht weit von der NW-Ecke Schottlands die Vorkommen von *Borolanit* und den übrigen mit diesem zusammen auftretenden Alkaligesteinen in *Assynt* und *Ross-shire*, die in petrographischer Beziehung mit der Gesellschaft der Fengesteine mehrere Analogien aufweisen. Sie sind auch deshalb von Interesse zum Vergleich mit dem Fengebiete, weil sie eine lakkolithische Intrusion in Kalkstein darstellen, und ringsum von z. T. in Marmor umgewandelten *Kalkstein* umgeben sind; es kommen dann auch gemischte, ungefähr den Hollaiten des Fengebietes entsprechende Karbonatsilikatgesteine vor (siehe oben S. 203). Obwohl das Verhältnis der Eruptivgesteine zu dem Kalkstein kaum völlig analog mit demjenigen im Fengebiete ist, liegt es nahe auch für das schottische Gebiet auf eine Entstehung des Magmas seiner Nephelingesteine in Übereinstimmung mit der Daly'schen Hypothese zu denken.

[1] A. Gavelin. „Ett nytt postarchäisk eruptionsområde i N. Småland". Sv. G. U. Ser. C. No. 241 (1912), S. 30 ff. und S. 43.

Der Kalkstein des Assyntgebietes gehört der mittelkambrischen (akadischen) Durness-Serie; die Eruptionen des Assyntgebietes sind somit jünger als Mittelkambrium, anderseits aber älter als die kaledonischen Überschiebungen (TEALL, l. c. S. 177). Schon TEALL hatte als die nächsten Verwandte (»the nearest rocks in any way allied«) der Borolanitgefolgschaft von Assynt und Ross-shire auf die Nephelinsyenite des Kristianiagebietes hingewiesen, die jedoch unzweifelhaft von postkaledonischem Alter und somit entschieden jünger als die Assyntgesteine sind. —

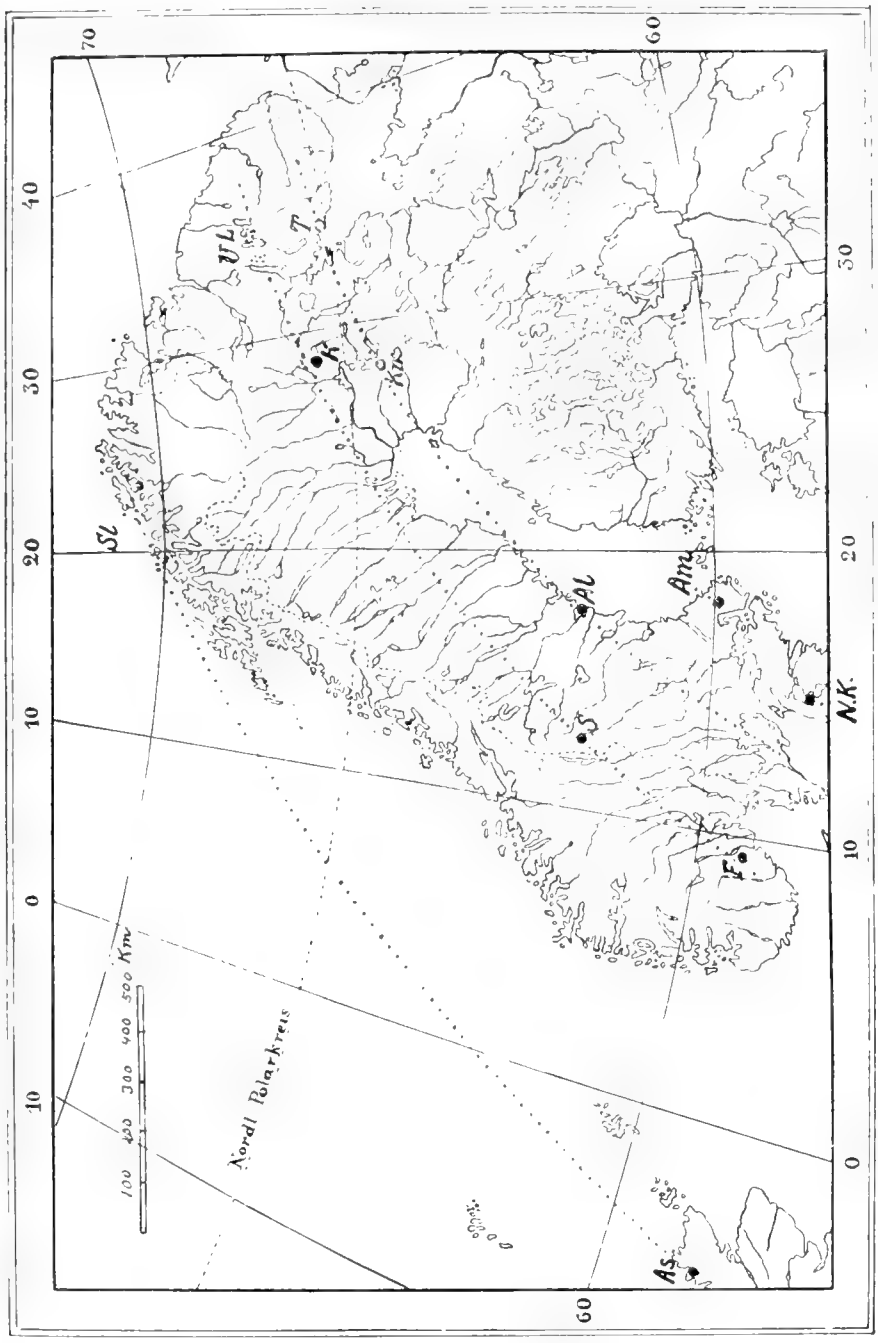
Die oben besprochenen fennoscandischen Vorkommen von Alkaligesteinen zeigen z. T. sehr nahe Analogien mit dem Fengebiete.

Mehrere derselben sind, wie dieses, ausgesprochen *schlotförmige Durchbrüche:* Alnö, Kuusamo, Kuolajärvi, Almunge, vielleicht auch N. Kärr und z. T. auch Turja (der Durchbruch der Turjaits). Diese sind offenbar, wie das Fengebiet, als vulkanische Tiefenschnitte in *größerer Tiefe der Erdkruste erstarrt,* und sind dementsprechend auch von einer *metasomatischen Umwandlung des umgrenzenden Grundgebirges* begleitet unter Bildung neuer Gesteine (Fenite etc.): Alnö, Kuusamo, Kuolajärvi, Almunge (auch metamikte Gesteine Turja?).

Die Magmen, aus denen ihre Gesteine erstarrten, *sind durch Einschmelzen von Kalkstein karbonathaltig gewesen;* infolge ihrer Erstarrung in großer Tiefe unter genügendem Druck führen die aus denselben abgespalteten Gesteine deshalb erstens *primäre Karbonatmineralien,* namentlich *Kalkspat* und *Cancrinit* (Fen, Alnö, Kuusamo, Kuolajärvi, Turja, Almunge, Siksjoberget); zweitens treten z. T. auch sehr *karbonatreiche Mischgesteine und reine Karbonatite* auf (Fen, Alnö, Turja (?)); endlich führen ihre Silikatgesteine auch *sehr kalkreiche Silikate,* wie Melanit und andere Titangranate (Fen, Alnö, Kuusamo), Melilith (Alnö, Turja), Vesuvian (Almunge), Wollastonit (Alnö), Pektolith, Rosenbuschit (N. Kärr). *Die Stamm-Magmen dieser Vorkommen sind deshalb wahrscheinlich selbst eben durch Einschmelzen von Kalkstein mittels an Alkalien wenig reicher Magmen entstanden* (cfr. DALY's Hypothese). Diese ursprünglichen Magmen sind vielleicht *essexitische Magmen* gewesen (cfr. das Vorkommen von Vibetoiten im Fengebiete und im Alnögebiete; von Asbydiabas (= Essexit) in der unmittelbaren Nachbarschaft des Alnögebietes; von Essexit in Pennikavaara).

Das Vorkommen von Umptek—Lujaur-Urt und vielleicht diejenigen von Siksjöberget (Särna) und Turja sind *lakkolithische Injektionen* in etwas höherem Niveau).

Die entsprechenden Ergußgesteine sind überall wegerodiert.



As — Assynt. F — Fengebiet. Sl — Selland. K — Kuolajärvi. UL — Umptek-Lujaur-Urt
Kristianiagebiet. S — Särna. Al — Alnö. Km — Kuusamo. T — Turja.
NK — Norra Kärr. Am — Almunge.

Fig. 45.

Das *Alter* der oben besprochenen Vorkommen *läßt sich in keinem einzigen Fall sicher bestimmen.* Der Cancrinitsyenit von Siksjöberget, Särna, ist sicher jünger als die umgebenden jotnischen Porphyrdecken, ebenso ist das Vorkommen von Alnö sicher jünger als die älteren jotnischen Eruptionen des angrenzenden Rödögebietes. Fen, Kuusamo, Kuolajärvi, Turja, N. Kärr sind sicher (und Almunge vielleicht) jünger als die letzte allgemeine Zusammenpressung des Grundgebirges; nach *oben* läßt sich aber eine Altersgrenze für diese Eruptionen nicht sicher fixieren, außer für das Fengebiet, das sicher älter als die jüngsten postsilurischen Diabaseruptionen des Kristianiagebietes ist.

Ob die beiden Durchbrüche von Almunge und N. Kärr vielleicht von postjotnischem Alter und ungefähr gleichaltrig mit dem Alnögebiet und dem Fengebiet sind, oder vielleicht eher archäisch (Almunge nach QUENSEL) und jotnisch (N. Kärr nach GAVELIN) ist wohl auch noch zweifelhaft.

Auf der Kartenskizze Fig. 45 sind sämtliche oben zum Vergleich mit dem Fengebiete besprochenen nordeuropäischen Vorkommen von Gesteinen der Jacupirangit-Melteigit-Ijolith-Urtit-Serie und mit derselben näher verwandten Gesteinen (Borolanite, Cancrinitsyenite etc.) eingezeichnet und ihre Orientierung im Verhältnis zur Hauptrichtung der kaledonischen Bergkette angedeutet.

Abgesehen von ein Paar Vorkommnissen (Oberwiesental und Marienbad) mit endogenen Einschlüssen von Ijolithen in Ergußgesteinen, repräsentieren die auf Fig. 45 eingezeichneten Vorkommen zugleich *sämtliche bis jetzt aus Europa bekannte Fundorte dieser seltenen Gesteinsserie.* Auch im Verhältnis zu der geringen Anzahl sämtlicher überhaupt bekannten Vorkommen derselben ist diejenige der auf der Figur 45 abgesetzten nordeuropäischen Gebiete derselben eine auffallend große, mehr als $^1/_3$ der gesamten Anzahl. Es schien deshalb unbestreitbar die Schlußfolgerung ziemlich naheliegend, daß das Auftreten einer so bedeutenden Anzahl Vorkommen der sonst so seltenen Gesteinsgruppe eben beiderseits der kaledonischen Bergkette nicht ganz zufällig, sondern in irgend einer Weise eine gesetzmäßige sein dürfte. Es schien dann in erster Linie auch naheliegend anzunehmen, daß diese Vorkommen ungefähr gleichaltrig und zwar — wie das Kristianiagebiet — jünger als die Faltung der Bergkette, also von *postsilurischem* Alter wären. Die Berechtigung dieser Auffassung ist zwar keineswegs vollständig ausgeschlossen; Fen, Alnö, Kuusamo, Turja, Särna, Kuolajärvi, Umptek-Lujaur-Urt *können* vielleicht alle von postsilurischem Alter sein.

Die Auffassung der Beziehungen der betreffenden Vorkommen zur kaledonischen Bergkette, wie zum Kristianiagebiet war auch früher ziemlich allgemein angenommen, sowohl von schwedischen (TÖRNEBOHM) als von

finnländischen (Sederholm, Ramsay etc.) Geologen. Schon 1893 bemerkte doch Högbom[1] in seiner Diskussion dieser Altersfrage mit Recht, daß jede Grundlage für die Beantwortung derselben fehlen müsse, »solange die Zugehörigkeit der betreffenden Vorkommen zu einer und derselben geologischen Periode nicht als bewiesen oder selbst nur als einigermaßen wahrscheinlich festgestellt werden kann.«

In neuerer Zeit schien die Wahrscheinlichkeit der Hypothese von einem genetischen Zusammenhang der betreffenden fennoscandischen Vorkommen von Alkaligesteinen mit ihrer Anordnung außerhalb der Frontlinie der kaledonischen Bergkette eine Stütze zu gewinnen in der generellen Hypothese von einer Zweiteilung der Eruptivgesteine: in eine für aufgespaltete Senkungsgebiete charakteristische »*atlantische Sippe*« (Harker, Becke) von *Alkaligesteinen*, und eine für Faltungsgebiete charakteristische »*pacifische Sippe*« von *subalkalischen Kalk-Alkaligesteinen;* es schien die Annahme einer derartigen Beziehung auch dadurch recht wahrscheinlich, weil die subalkalischen, silurischen Eruptionen des centralen Norwegens *während der Bergkettenbildung*, und die alkalischen postsilurischen Eruptionen in der Grabensenkung des Kristianiagebiets *nach dem Abschluß der Faltung* eine hübsche Bestätigung der generellen Hypothese zu liefern schienen. —

Eine weitere Stütze schien die Annahme einer Gleichzeitigkeit der betreffenden fennoscandischen Gebiete von Alkaligesteinen mit den Eruptionen des Kristianiagebietes zu erhalten durch die Daly'sche Hypothese über die Bildung der Magmen der Alkaligesteine mittels Einschmelzen von Kalkstein durch ein subalkalisches Magma; es schien nämlich dann möglich die für eine derartige Bildung nötige Zufuhr von *Kalkstein* auf in die Vulkanschlöte eingefallene Schollen von *Silurkalkstein* zu beziehen, während ohne die Annahme eines gemeinsamen postsilurischen Alters der Eruptionen in mehreren Fällen eine wahrscheinliche Quelle für die Kalksteinassimilation schwierig nachweisbar sein dürfte. Dies Verhältnis war z. B. auch wesentlich dazu mitwirkend, daß sowohl mein College Professor V. M. Goldschmidt als ich selbst vom Anfang ab ohne weiteres annahmen, daß die Karbonatfelse des Fengebietes in irgend einer Weise aus früher überlagerndem silurischen Kalksteinen herrühren müßten, und das Fengebiet selbst somit mit dem Kristianiagebiet zusammenzustellen sei.

Bei näherer Betrachtung ist es aber anderseits einleuchtend, daß bei der Annahme der Daly'schen Hypothese die Voraussetzung von einer gene-

[1] A. G. Högbom. „Om postarkäiske eruptiver inom det svensk-finska urberget". Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. B. 15, S. 237.

tischen Bedeutung der *Orientierung* der betreffenden Vorkommen außerhalb und parallel der Bergkette abgeschwächt wird; die Bildung der Magmen ihrer »starken Alkaligesteine« wäre nämlich dann in erster Linie auf ein Einschmelzen von Kalkstein in ihrem ursprünglichen Magma und nicht auf die genannte Orientierung zu beziehen, und es müßte dann auch erwartet werden, daß *außer* den schlotförmigen Durchbrüchen mit »*starken*« (durch Einschmelzen von oben eingestürzter Kalksteinschollen gebildeten) Alkaligesteinen auch *andere, aus dem ungemischten* (subalkalischen?) *Stamm-Magma erstarrte Vulkanschlöte auftreten müßten.* Das schien nun allerdings auch der Fall zu sein. Im Kristianiagebiete findet sich nämlich eine Anzahl derartiger schlotförmiger Durchbrüche von Essexiten, Yamaskiten etc. von downtonischem (oder frühdevonischem) Alter, die unter Voraussetzung desselben Alters für das Fengebiet mit diesem gleichaltrig sein würden. Im mittleren Schweden (Dalarne, Jämtland, Ångermanland) findet sich eine Reihe von Durchbrüchen von dem (oben S. 359 erwähnten, von Törnebohm mit den postsilurischen *Essexiten* des Kristianiagebietes parallelisierten) »Åsbydiabas«, ferner auch von sogenanntem Olivinmonzonit, Kentallenit (bei Smälingen und Ljustjern in Dalarne, 15 Km. von Falun)[1] etc.

Solange die Annnahme eines postsilurischen Alters des »Asbydiabases« nicht widerlegt werden konnte, schien deshalb die Parallelisierung der fennoscandischen Vorkommen von starken Alkaligesteinen mit dem Kristianiagebiet noch immer nicht ganz unwahrscheinlich, obwohl es allerdings auffallend war, daß Durchbrüche von Åsbydiabas niemals in den eingesunkenen Silurvorkommen in Dalarne und Jämtland vorgefunden waren. Nach dem Fund von Geröllen desselben in dem merkwürdigen ordovicischen Orthocerenkalk-Konglomerat am Lockne-See in Jämtland ist aber sein Alter als postjotnisch und präordovicisch sicher festgestellt, und damit auch eine wichtige Grundlage für eine eventuelle Parallelisierung des Alters der schwedischen und fennischen Gebiete von Alkaligesteinen mit demjenigen des Kristianiagebietes weggefallen, *indem es recht wahrscheinlich ist, daß der Durchbruch des Alnögebietes ungefähr gleichzeitig mit demjenigen des Åsbydiabases sein dürfte; entschieden bewiesen ist aber auch diese Altersbestimmung nicht.*

Bei der außerordentlich nahen Übereinstimmung des Fengebietes mit dem Alnögebiet ist es nun a priori recht wahrscheinlich, daß auch das Fengebiet von präordovicischem und insofern am nächsten von postjotnischem, früh-cokambrischem Alter sein dürfte. Es ist zwar unzweifelhaft, daß ein derartiges Alter, in Betracht der bedeutenden Tiefe, in welcher die Fen-

[1] N. H. Magnusson. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. B. 42, S. 413—435 (1920).

gesteine erstarrt sein müssen, eine mächtige Erosion schon bevor der Fertigbildung des frühkambrischen Peneplains voraussetzen müßte; wenn man aber erinnert, daß die Mächtigkeit der — durch diese auf Kosten des älteren, aufragenden Gebirges des südlichen Norwegens stattgefundene Erosion abgesetzten — eokambrischen Sparagmite und Sandsteine des centralen Norwegens mehrere Tausend Meter beträgt, scheint eine derartige Altersbestimmung des Fengebietes deswegen nicht ausgeschlossen.

Und sie wird ferner auch dadurch gestützt, daß eine den manchartigen Tiefengesteinen und Ganggesteinen des Fengebietes entsprechende Gesteinsgesellschaft im ganzen Kristianiagebiete vollständig fehlt, und zweitens auch dadurch, daß den Tiefengesteinen des Fengebietes entsprechende, nephelinitische Ergußgesteine (oder Aschenbänke) oberhalb des frühdevonischen Sandsteins des nur ca. 13 Km. entfernten Gjerpentals ebenfalls fehlen.

Nichts spricht entschieden dagegen, daß die meisten der auf der Kartenskizze Figur 45 angeführten fennoscandischen Durchbrüche von »starken Alkaligesteinen« ungefähr von demselben Alter als eventuell das Alnögebiet und das Fengebiet, das heißt aus spätjotnischem oder postjotnischem und vielleicht früh-eokambrischem Alter sein können: das Kuusamogebiet, das Turjagebiet, sowie die beiden Cancrinitsyenitgebiete von Särna und Kuolajärvi, samt auch das gewaltige lakkolithische Eruptionsgebiet von Umptek-Lujaur-Urt und schließlich wohl auch das Katapleitsyenitgebiet von N. Kärr; mehr zweifelhaft ist es wohl, ob auch das Almungegebiet mit den übrigen Gebieten von gleichem Alter ist.

Eine sicher festgestellte Altersbestimmung ist aber, wie erwähnt, für alle diese Gebiete nahe verwandter, sonst seltener Gesteinsgesellschaften gegenwärtig ausgeschlossen, und auch die Aussichten zu einer künftigen Änderung dieser Unsicherheit ist, wie es scheint, sehr gering. Eine nicht geringe Schwierigkeit bei der oben angenommenen Altersbestimmung ist es unläugbar, daß dabei ein wahrscheinlicher Ursprung der Kalksteine, durch deren Einschmelzung die betreffenden Magmen der verschiedenen Gebiete gebildet sein dürften, in einigen Fällen teils nicht, teils nur in wenig befriedigender Weise nachweisbar ist.

Ebensowenig läßt sich gegenwärtig sicher entscheiden, ob die auffallende Orientierung der recht zahlreichen oben besprochenen fennoscandischen Vorkommen sonst seltener Alkaligesteine aus einer gesetzmäßigen Beziehung auf die Richtung der kaledonischen Bergkette herrührt, oder ob dies nicht der Fall ist. Es wäre wohl möglich, daß auch die Verhältnisse, welche schließlich die Entstehung der Erdkrustenfaltung der kaledonischen Bergkette verursachten, sich schon in präkambrischer Zeit geltend machten, und daß demnach sowohl die Orientierung der betreffenden etwa jotnischen

oder postjotnischen, eokambrischen Eruptionscentren, als die viel jüngere (ordovicische bis spätsilurische) Entwicklung der kaledonischen Faltung *auf eine gemeinsame Ursache zu beziehen wären.* Auch diese Frage muß offen gelassen werden, um so mehr, weil es schließlich ja auch nicht ausgeschlossen ist, daß auch die betreffenden Eruptivgebiete entweder alle, oder einige derselben, postsilurisch sein können. So muß ich der Zukunft überlassen diese noch offenen Fragen des Fengebietes zu lösen.

Als ich vor 50 Jahren unter der Leitung meines hochverehrten Lehrers und Vorgängers Professor Dr. THEODOR KJERULF meine ersten Studien im Kristianiagebiete anfing, gab er mir aus seiner Lebenserfahrung die Warnung, daß »alles Wissen nur stückweise und beschränkt ist«; »nur auf eine kleine Strecke liegt der Pfad des Forschers im Sonnenschein hell beleuchtet, hinten und vorn verschwindet er oft in Nebel«. — Wie öfters früher hat auch die Untersuchung des Fengebietes die Berechtigung der Warnung meines alten Lehrers bestätigt.

Chemische Analysen von Gesteinen und Gesteinsmineralien des Fengebietes.

(Die Analysen No. 1—19, 23, 24, 27—32, 35—37 sind von Herrn A. Rodland, die Analysen No. 20—22, 25, 26, 33, 34, 38 und 39 sind von Herrn A. Thomassen ausgeführt.)

	Vibetoit	*Melteigit-Jacupirangit*	*Melteigit-Jacupirangit*	*Melteigit*	*Melteigit*	*Ijolith*	*Biotitijolith*	*Urtit*	*Melanit-Mikromelteigit*	*Mikro-malignit* (Ganggestein)
	Vibeto	Melteig	Melteig	Melteig	Melteig	Melteig	Melteig	Melteig	Gang in Ijolith Melteig	Nahe bei Briskemyr
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	30.15	43.58	44.34	40.64	39.53	40.50	33.88	39.50	40.60	43.75
TiO_2	3.47	2.51	1.57	2.24	3.72	1.94	2.82	0.25	2.37	1.48
ZrO_2	0.18	0.04	0.08	0.10	0.05	0.08	0.03	0.01	0.04	0.04
Al_2O_3	9.10	7.80	6.90	10.58	13.55	18.95	22.30	30.25	17.77	15.77
Fe_2O_3	6.07	4.23	5.23	4.18	4.85	3 53	5.58	1.02	5.87	5.58
FeO	6.81	6.09	6.31	4.18	4.85	3.70	4.75	1.23	4.91	3.77
MnO	0.20	0.22	0.40	0.28	0.20	0.20	0.20	0.06	0.25	0.25
MgO	8.67	6.46	6.81	6.47	3.46	3.46	1.80	0.29	2.13	0.29
CaO	20.71	21.93	19.63	19.91	15.84	12.21	9.41	4.86	13.44	11.73
BaO	0.13	0.02	0.10	0.11	0.05	0.09	0.06	0.06	0.05	0.04
Na_2O	1.66	1.10	3.14	4.75	6.17	8.64	9.44	13.38	7.24	7.36
K_2O	1.28	1.33	1.28	1.86	2.55	3.41	4.68	5.60	2.80	4.17
H_2O —	(0.17)	(0.07)	(0.10)	(0.14)	(0.08)	(0.14)	(0.02)	(0.07)	(0.06)	(0.11)
H_2O +	0.48	1.27	0.32	0.27	0.33	0.30	0.57	0.37	0.34	0.34
P_2O_5	3.51	2.58	2.23	1.91	2.08	0.71	2.12	0.44	0.65	1.38
CO_2	6.30	0.10	0.95	2.08	1.89	1.66	2.02	2.62	0.65	3.41
Cl	0.02	0.02	0.06	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	—	—
F	0.30	0.24	0.20	0.12	0.18	0.07	0.17	0.05	0.05	0.11
S	0.48	0.21	0.26	0.05	0.50	0.13	0.24	0.02	0.50	0.27
SO_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ta_2O_5	—	—	—	—	—	0.42	—	—	—	—
Nb_2O_5	—	—	—	—	—	0.28	—	—	—	—
Summe	99.69	09.80	99.91	99.90	99.90	100.44	100.10	100.10	99.72	99.85
Sp. Gew.	3.26			3.10		2.92	2.92	2.64		

	Ijolith-tinguait	*Tveitåsit*	*Tveitåsit*	*Fenit*	*Fenit*	*Juvit*	*Hollait*	*Kåsenit*	*Hollait-pegmatit*	*Sövit*
	Gang in Ijolith Melteig	W. v. Melteig	S. v. Melteig	S. v. Melteig	W. v. Melteig	Juvet	Holla Kirchenruine	SO. v. Kåsene	W. v. Kamperhoug (Gang in Fenit)	Durchschnittsanalyse, Hydro's Steinbruch
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	51.70	48.46	59.03	62.17	60.55	51.41	35.86	17.26	19.73	3.36
TiO_2	0.61	1.64	0.37	0.44	0.11	0.47	2.51	0.57	0.57	0.30
ZrO_2	0.10	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	—
Al_2O_3	19.24	3.08	10.51	15.04	16.76	20.41	3.54	2.83	6.57	1.69
Fe_2O_3	4.89	5.07	4.80	3.20	1.09	1.08	7.26	2.10	3.49	6.13
FeO	3.07	7.43	5.05	1.05	1.03	1.55	6.90	3.20	4.85	2.99
MnO	0.22	0.42	0.25	0.11	0.10	0.06	0.52	0.20	0.18	0.31
MgO	0.65	5.57	1.38	0.40	0.19	0.10	4.92	2.00	1.62	3.10
CaO	3.64	18.27	8.34	3.01	4.59	4.27	25 35	40.73	33.24	44.35
BaO	0.06	0.06	0.04	0.15	0.03	0.05	0.03	0.02	0.06	0.10
Na_2O	9.19	3.03	5.88	5.25	6.24	6.67	2.21	1.57	0.47	0.01
K_2O	5.88	1.59	3.33	7.16	6 12	8.21	1.16	0.83	3.62	0.50
H_2O —	(0.005)	(0.19)	(0.03)	(0.02)	(0.12)	(0.19)	(0.08)	(0.17)	(0.12)	(0.14)
H_2O +	0.28	0.44	0.05	0.41	0.24	2.01	0.38	0.21	0.35	0.16
P_2O_5	0.03	2.34	0.77	0.05	0 50	0.36	1.76	2.89	1.40	3.26
CO_2	0.32	1.12	0.00	1.61	2.45	3.04	6.99	25.06	22.99	32.80
Cl	Spur	0.02	—	—	—	—	0.01	0.02	—	0.02
F	—	0.20	0.06	Spur	0.03	0.02	0.15	0.20	0.10	ca. 0.28
S	0.06	0.34	0.04	0.09	0.03	0.27	0.48	0.25	0.67	0.42
SO_3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.06
Ta_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	} 0.80
Nb_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Summe	99.945	100.22	100.05	100.21	100.22	100 21	100.15	100.14	100.05	100.81
Sp. Gew.	2.78									

	Sövit	*Sövit*	*Sövit*	*Rauhaugit*	*Rauhaugit*	*Rauhaugit*	*Borolanit-Melteigit*	Endprodukt d. Umwandl. v. Melteigit	*Kamperit*	*Damouritfels*
	Weiße Schiere, Hydro's Steinbruch	Cappelens Steinbruch	Vibeto	Fen	Durchschnittsanalyse Rauhaug etc.	Gang SSO. v. Ringsevja	Melteig	Bei Vibetodalen	(Gang) W. v. Kamperhoug	Fen Grube
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO_2	0.73	2.00	3.35	7.50	2.22	0.89	41.56	36.83	51.04	48.70
TiO_2	—	0.19	0.15	0.12	0.15	—	1.71	3.25	0.03	0.03
ZrO_2	—	—	—		—	—	0.05	0.02	0.06	
Al_2O_3	0.60	0.66	2.10	2.27	2.01	0.76	12.93	9.31	17.17	33.54
Fe_2O_3	0.53	2.44	1.22	0.85	1.99	0.06	} 11.81 ca. 3.42	3.71	1.12	1.55
FeO	0.67	2.06	2.44	9.14	6.23	3.51	} ca. 7.56	7.07	0.25	0.15
MnO	0.28	0.29	0.20	1.24	0.90	0.67	0.30	0.25	0.18	0.05
MgO	2.83	2.25	2.46	10.59	9.40	16.88	4.65	8.92	4.17	0.21
CaO	50.47	48.72	47.93	27.86	30.24	31.49	19.06	15.26	3.00	0.11
BaO	—	0.04	0.04	—	5.47	0.03	0.05	0.05	0.48	
Na_2O	0.01	0.02	0.03	0.19	0.26 (Sr0 0.07)	0.05	1.26	0.23	2.27	1.49
K_2O	0.25	0.32	Spur	0.17	0.31	0.11	3.15	2.47	10.16	9.71
H_2O —	(0.09)	(0.10)	(0.08)	(0.05)	(0.11)	—	(0.10)	(0.26)	(0.08)	(0.14)
H_2O +	0.04	0.10	0.24	0.37	0.15	Spur	1.45	1.10	2.12	4.06
P_2O_5	0.95	3.38	6.92	1.20	1.00	2.83	1.84	0.64	0.89	
CO_2	41.44	36.22	31.87	37.84	35.96	42.88	0.24	10.20	0.11	0.03
Cl	0.03	0.02	0.03	—		0.07	Spur	—	Spur	
F	0.08	ca. 0.29	0.56	0.10	0.15	0.08	0.15	0.05	0.07	
S	0.29	0.51	0.20	0.89	0.52	0.07	1.47	0.23	0.11	0.07
SO_3	—	0.02	—	—	2.86	—	—	—	—	
Ta_2O_5	} 0.78	} 0.82	—	—	} 0.07	—	—	—		
Nb_2O_5			—	—		—	—	—	-	
Summe	100.07	100.45	99.82	100.38	100.07	100.38	101.78	99.85	99.91	99.99

	Damkjernit Gang im Grundgebirge Damkjern	*Damkjernit* Gang im Grundgebirge Damkjern	*Damkjernit* Gang im Grundgebirge Brånan, Telemarken	*Damkjernit* Block SW. v. Melteig	*Sannait* Ormen	*Granit* des Grundgebirges Holla	*Mikrolith* aus Kalkstein Söve	*Barkevikit* aus Damkjernit Damkjern	*Biotit* aus Damkjernit Damkjern
	31	32	33	34	35	36	37	38	39
SiO_2	31.77	31.95	29.16	39.31	42.67	70.54	1.51	38.61	36.52
TiO_2	1.98	1.66	4.15	3.25	2.08	0.41	1.61	2.91	4.18
ZrO_2	0.02	0.02	—	—	0.05	0.02	0.12	—	—
Al_2O_3	7.09	8.52	10.26	15.68	12.06	13.66	Cerit-Oxyde 2.06	15.82	18.34
Fe_2O_3	7.07	5.46	6.38	3.63	3.57	2.29	} 8.25	2.12	0.51
FeO	3.40	4.06	8.55	7.26	6.83	1.56	}	5.31	6.94
MnO	0.31	0.22	0.14	0.21	0.26	0.07	—	0.08	—
MgO	19.80	18.20	8.03	8.21	5.60	0.25	1.14	15.75	18.66
CaO	13.82	15.40	16.34	12.50	11.03	1.81	13.84	12.39	1.14
BaO	0.12	0.03	—	0.42	0.03	0.01	—	—	0.52
Na_2O	1.62	1.39	0.83	0.35	2.26	4.22	} 3.68	1.78	0.04
K_2O	2.28	1.79	2.72	4.93	4.14	4.58	}	2.21	10.42
H_2O	(0.21)	(0.14)	- (0.22)	(0.13)	(0.16)	(0.03)	} 5.02	(0.10)	(1.10)
H_2O	0.52	0.34	+ 2.05	1.65	2.28	0.36	}	1.32	1.00
P_2O_5	0.95	1.76	1.20	0.52	0.94	0.03	—	—	—
CO_2	7.75	7.43	10.24	1.20	4.81	0.10	—	(1.54)	(0.10)
Cl	Spur	0.01	—	—	0.01	—	—	—	—
F	0.10	0.15	0.10	0.11	0.08	Spur		—	0.13
S	0.13	0.49	0.33	0.20	0.37	0.03	—	0.11	—
SO_3		—	—	0.22	—	—	—	—	—
Ta_2O_5	—	—	—	—	—	—	ca. 37.00 } 62.77	—	—
Nb_2O_5	—	—	—	—	—	—	ca. 26.00 }	—	—
Summe	99.90	99.92	100.70	99.78	100.13	99.97	100.00	100.05	99.60
Sp. Gew.	3.05								

Druckfehler und Berichtigungen.

Seite 1, Zeile 12 v. o. Die Worte: „mit denjenigen des Kristianiagebietes genetisch verknüpfte" sollen ausgehen.
— 1, — 14 und 15 v. o. sollen ausgehen.
— 5, — 7 v. u.: „Grundsteingängen"; lies: „Grünsteingängen".
— 21, Fig. 2, No. 1: Ne_2O; lies: Na_2O.
— 33, Zeile 16 v. u.: „jacupiraugite"; lies: „jacupirangite".
— 97, — 17 v. o.: „aus anderen Gesteinsgruppen"; lies: aus Gesteinsgruppen.
— 108, — 20 v. u.: „Urthit-"; lies: Urtit-.
— 186, — 11 v. u.: „99.07"; lies: 99.97.
— 270. — 14 bis 12 v. u.: „ist es aber meiner Ansicht nach wahrscheinlicher, daß die Karbonatfelse des Fengebietes *nicht* durch" etc.; lies: „ist es auch meiner Ansicht nach wahrscheinlich, daß die Karbonatfelse des Fengebietes durch" etc.
— 330. — 16 v. o.: „in relativ früher jotnischer Zeit"; lies: „in jotnischer oder spätestens in früher eokambrischer Zeit".
— — — 18 v. o.: „recht später jotnischer Zeit"; lies: „recht später jotnischer oder aus postjotnischer Zeit".
— — — 19 v. o.: „frühjotnischen"; lies: „frühjotnischen bis eokambrischen".
— — — 16 v. u.: „jotnisches präkambrisches Alter"; lies: „jotnisches oder eokambrisches Alter".
— 331, — 13 v. o.: *„jotnischen Alters"*; lies: *„jotnischen oder früh-eokambrischen Alters"*.

Berichtigungen zur Übersichskarte.

W von der Bucht, NO von Söve ist durch einen Fehler des Zeichners bei der Reproduktion der Originalzeichnung zwischen der Sövebucht und dem Bach westlich von demselben *Melteigit* (mit violetter Farbe), anstatt *Fenit* (mit roter Farbe) angegeben. Ferner ist der große Gang von Damkjernit S vom alten Bethaus nicht angegeben etc.

Bemerkungen zu den Tafeln.

Tafel I. *Melteigit*; Melteig. Geschliffene Fläche. $^1/_1$. Pyroxen, Melanit etc. schwarz, innig gemengt mit Nephelin (grau); die kleinen und größeren rein weißen Flecken sind Kalkspat. Siehe S. 52 a, unter XVI.

Tafel II. *Ijolith*; Melteig. Geschliffene Fläche. $^1/_1$. Pyroxen, Melanit, ein wenig Biotit, schwarz; Nephelin grau; die rein weißen Flecken sind Kalkspat. Siehe S. 52 a, unter IX.

Tafel III. *Biotitijolith*; Melteig. Natürliche Bruchfläche. $^1/_1$. (Siehe S. 61 und S. 52 a, unter V).

Tafel IV. *Urtit* (unten rechts an Melteigit grenzend); Melteig. Geschliffene Fläche; ca. $^9/_{10}$. Ärmer an Kalkspat als die analysierten Stufen (confr. S. 52 a, unter II).

Tafel V. *Urtit*; Schliere in Melteigit. Geschliffene Fläche. $^1/_1$. Die Struktur z. T. pegmatitisch; die schwarzen Prismen sind Aegirindiopsid.

Tafel VI. Fig 1. *Vibetoit*; Vibeto. Geschliffene Fläche; ca. $^9/_{10}$. Die kleinen grauweißen Striche sind Apatit, die rein weißen Flecken sind Kalkspat.

„ „ Fig. 2. *Vibetoit*; Vibeto. Natürliche Bruchfläche. $^1/_1$. Die grauweißen Stengel sind Apatitprismen. Kalkspat rein weiß. Die große weiße Partie rechts ist eine spiegelnde Spaltungsfläche eines großen Hornblendeindividuums.

Tafel VII. *Borolanit-Melteigit*; Melteig. Natürliche Bruchfläche. $^1/_1$. Die rundlichen weißen Flecken sind Pseudomorphosen nach Nephelin (in Muscovit, Cancrinit und Epidot); siehe S. 131.

Tafel VIII. Rückseite der Stufe Taf. VII. Verwitterte Oberfläche. Man sieht hier an mehreren Stellen deutlich rektanguläre Schnitte der Nephelinpseudomorphosen. An einigen Stellen rein weiße Flecken von Kalkspat.

Tafel IX. *Melteigitpegmatit*; Melteig. Partie eines großen geschliffenen Blocks; Maßstab etwa $^1/_2$ der natürlichen Größe (siehe S. 112—113). Die Zwischenmasse zwischen den langen Pyroxenstengeln wesentlich pseudomorphosierter Nephelin und Apatit (beide grau), und Kalkspat (weiß).

Tafel X. *Sannait*; Ormen. Natürliche Bruchfläche. $^1/_1$. Man sieht in der Grundmasse zerstreut etwa 10 größere und kleinere bruchstückartige schwarze Einsprenglinge von Hornblende.

Tafel XI. *Sannait*; Ormen. $^1/_1$. Man sieht in der Grundmasse ein Paar größere und mehrere kleinere bis ganz kleine Bruchstücke fremder Gesteine (Fenit, Käsenit etc.).

Tafel XII. *Ringitpegmatit*; Ringsevja. Geschliffene Fläche; $^1/_1$ (siehe S. 195 ff.). Unten roter Fenit; dann kommt die ca. 7 Mm. breite Ganggrenze aus kleinen Aegirinprismen etc. (schwarz); das obere $^2/_3$ ist die wesentlich aus tafeligem Kalkspat bestehende Gangmitte; zwischen den Kalkspattafeln eine Zwischenmasse (schwarz und grau) von Feldspat, Aegirin, Biotit, Apatit etc.

Tafel XIII. *Ringitpegmatit*; Ringsevja. Geschliffene Fläche. $^1/_1$ (S. 195 ff.). Dasselbe Vorkommen als Taf. XII. Die Grenzzone von Aegirin ist hier ganz schmal, man sieht aber zahlreiche mit Ägirin gefüllte dünne Spalten ungefähr parallel zur Ganggrenze den angrenzenden Fenit durchsetzend. Rechts die eutektische Gangmasse des Ringitpegmatitganges.

Tafel XIV. Fig. 1 & 2, und Tafel XV, Fig. 1 & 2 stellen die S. 199 bis 202 beschriebenen Gesteine dar. Geschliffene Flächen von *Fenitpegmatit* (Taf. XIV, Fig. 2), *Ringitpegmatit* (ib. Fig. 1), *ägirinreichem* (Taf. XV, Fig. 1) und *ägirinarmem* (ib. Fig. 2) *Ringit*. Maßstab $^1/_1$.

Tafel XVI. *Hollaitpegmatit*; aus Gang an der W-Seite des Tälchens W von Kamperhaug. Großer Block; Maßstab etwa $^1/_3$ der natürlichen Größe. (Siehe S. 210 ff.).

Tafel XVII. *Hollaitpegmatit*; ebendaselbst. Ein zweiter Block, eine Verwitterungsfläche zeigend, wo die dunkle Maschenfüllung (von Feldspat, Biotit, Pyroxen etc.) der eckigen Zwischenräume zwischen den ausgeätzten Kalkspattafeln hervorsteht (Siehe S. 211). Maßstab etwa $^2/_3$.

Tafel XVIII. *Schlieriger Sövit*; Vibeto. Etwa $^2/_3$ der natürlichen Größe. (Siehe S. 238, 242, 243 samt S. 244, IV). Die dunkle Schliere in der Mitte enthält mutmaßlich nahezu 25 % Apatit.

Tafel XIX. *Schlieriger Sövit*; »Hydro's Steinbruch«. Geschliffene Fläche; $^1/_1$. Die Tafel stellt die S. 245 erwähnte Stufe dar. Die dunklen Flecken der weißen Schliere unten rechts rühren nur von Impregnation mit gelbem Eisenoxydhydrat her. Die kleinen schwarzen Flecken der dunklen Schliere oben rechts sind ganz vorherrschend kleine Schuppen von Biotit und Manganophyll.

Tafeln XX, XXI und XXII. *Damkjernit* aus Gang NNO von Damkjern. Maßstab ca. $^1/_2$. Für diese Tafeln siehe S. 276 ff.

Tafel XXIII. *Damkjernit* aus Block SW von Melteig. Natürliche Bruchfläche. $^1/_1$. (Siehe S. 300 ff.). Man bemerkt, daß die Biotiteinsprenglinge nur sehr selten (z. B. unten rechts) regelmäßig 6-eckige Umgrenzung zeigen.

Tafel XXIV. *Sövit* mit eutektischer Struktur. Natürliche Verwitterungsfläche. $^1/_1$. (Siehe S. 241). (NB. Die Stufe ist aus »Cappelens Steinbruch«, *nicht*, wie auf Taf. XXIV angegeben, aus »Hydro's Steinbruch«).

Tafel XXV. Fig. 1. *Ijolith*; Melteig. Vergr. $^{20}/_1$. *Nephelin*, weiß; *Aegirindiopsid*, grau; *Melanit*, schwarz; *Apatit*, rein weiß (im Melanit).

„ „ Fig. 2. *Melteigit*; Melteig. Vergr. $^{20}/_1$. *Nephelin*, weiß; *Aegirindiopsid*, grau; die rein schwarzen Felder im oberen und im unteren Teil der Figur sind *Melanit*; die schwarze Partie ungefähr in der Mitte ist *Mikrolith*, oben links und unten rechts von *Titanit* umgeben.

Tafel XXVI. Fig. 1 und Fig. 2 (dieselbe als Fig. 1, aber zwischen gekreuzten Nikols). *Ijolith*; Melteig. Vergr. $^{15}/_1$. Die grauen (z. T. schwarzen) Prismen sind *Aegirindiopsid*; die grauweißen Partien (in Fig. 2 zum großen Teil schwarz) sind *Nephelin*körner, die ein großes zentrales Korn von *Kalkspat* umgeben. Aus Fig. 2 sieht man, wie dieses mit seiner bogenförmigen Umgrenzung von einem dünnen Reaktionssaum (nur $^1/_{20}$ bis $^1/_{10}$ Mm. dick) des Nephelins umgeben ist. Dieser Saum besteht aus dünnen prismatischen Strahlen von *Cancrinit*, die gegen den Kalkspat senkrecht zur Grenzfläche angeordnet und z. T. mit dünnen *Muscovit*schuppen gemischt sind.

„ „ Fig. 3 und Fig. 4 (dieselbe als Fig. 3, aber zwischen gekreuzten Nikols). *Ijolith*; Melteig. Vergr. $^{15}/_1$. Die schwarzen Körner rechts in Fig. 1 sind *Aegirindiopsid*; die beiden großen schwarzen Körner links in Fig. 1 bestehen aus *Biotit* in Verwachsung mit Aegirindiopsid, das obere mit dem Pyroxen, das untere mit dem Biotit vorherrschend. Zwischen diesen beiden schwarzen Feldern ein großes *Kalkspat*korn, dessen Fortsetzung den mittleren Teil der Figuren einnimmt. Der Kalkspat ist (abgesehen von dem zwischen den beiden schwarzen Körnern eingeklemmten linken Teil) ringsum von einem breiten Reaktionssaum des umgebenden *Nephelins* von *Cancrinit* umgeben. Dieser ist oben radialstrahlig und mit *Muscovit* gemischt und setzt nach links in einen ganz dünnen fast *nur aus Muscovit* bestehenden Saum zwischen dem oberen linken Pyroxenkorn und Nephelin nach dem Rand der Figur fort; *unterhalb* des großen Kalkspatkorns ist der Cancrinit isomer körnig. Ein kleineres Kalkspatkorn findet sich links unterhalb der großen Biotit-Pyroxen-Partie.

„ „ Fig. 5. *Melteigit*; Melteig. Vergr. $^{15}/_1$. *Aegirindiopsid*, tiefgrau. *Melanit*, links, schwarz. *Apatit*, im Melanit, rein weiß. *Nephelin*, grauweiß. *Kalkspat* in einem schmalen Streifen von der Mitte des Randes des unteren linken Quadrants der Figur nach dem Zentrum hin, die große Pyroxenpartie teilend, grauweiß.

„ „ Fig. 6. *Melteigit*; Melteig. Vergr. etwa $^{15}/_1$. Prismen von *Aegirindiopsid*, grau (und am Rande schwarz); *Nephelin*, weiß.

Tafel XXVII. Fig. 1. *Melteigit*; Melteig. Vergr. $^{15}/_{1}$. Die Figur stellt einen Teil desselben Dünnschliffes als Taf. XXV, Fig. 2 dar, zum Vergleich mit den in derselben Vergrößerung dargestellten Figuren 3 und 5 von Tveitåsit und Hollait.

„ „ Fig. 3. *Tveitåsit*; W von Melteig. Vergr. $^{15}/_{1}$. Prismen von grünem *Aegirindiopsid* (und Aegirin), grau und schwarz; *Titanit*, ein großer Krystall oben rechts und mehrere kleinere Krystalle im rechten Teil der Figur grauweiß mit scharfer Umgrenzung; die weiße Mesostasis ist *Orthoklas*.

„ „ Fig. 5. *Hollait*; 150 Meter O vom Pfarrhof Vergr. $^{15}{}_{1}$. Prismen von *Aegirindiopsid*, grau und schwarz; die weiße Mesostasis ist *Kalkspat*; außerdem einige Kryställchen von Apatit, weiß.

Man bemerke, daß in den Figuren 1, 3 und 5 (siehe auch Taf. XXVI, Fig. 6) die Struktur genau dieselbe ist: ein prismatischer *grüner Pyroxen* mit einer farblosen Zwischenmasse; diese ist aber in Fig. 6, Taf. XXVI und Fig. 1, Taf. XXVII Nephelin, in Fig. 3 derselben Tafel Orthoklas, in Fig. 5 Kalkspat.

„ „ Fig. 2. *Mikromalignit*; N von Tveitåsen. Vergr. $^{33}{}_{1}$. (NB. *Auf Taf. XXVII ist unrichtig das Gestein dieser Figur als Melanitmikromelteigit angegeben*). Die Figur stellt einen Dünnschliff des S. 117 erwähnten, von A. Rödland analysierten Mikromalignits dar. In der Figur sieht man zwei Einsprenglinge von *Nephelin* in einer feinkörnigen Grundmasse von *grünem Pyroxen* (schwarz) und *Nephelin* samt *Orthoklas* (weiß). Ein *Kalkspat*korn findet sich eben oberhalb der oberen rechten Ecke des großen Nephelineinsprenglings. Außerdem einige kleine Körnchen von *Titanit* und *Apatit*.

„ „ Fig. 4. *Melanitmikromelteigit*; N von Tveitåsen. Vergr. $^{40}/_{1}$. Die größeren schwarzen Flecken bestehen hauptsächlich aus *Melanit*, zusammen mit Anhäufungen von sehr winzigen Täfelchen von tiefbraunem *Biotit*; kleine Prismen von *Aegirindiopsid*, grau; feinkörniger *Nephelin*, weiß.

„ „ Fig. 6. *Cancrinit-Mikromalignit*; Block N von Tveitåsen (zwischen gekreuzten Nikols). Vergr. $^{40}{}_{1}$. Dies Vorkommen ist nicht oben erwähnt. Die schwarzen Flecken sind zum größten Teil *Aegirindiopsid* (die größten derselben unten am Rand sind doch Cancrinit). Die graue Grundmasse ist körniger *Cancrinit*. In und zwischen diesen Cancrinitkörnern liegen mehrere Körnchen und drei (mit 1, 2 und 3 in der beigefügten Figur bezeichnete) etwas größere Tafeln nach der Basis von *Kalkspat*. Da in der Fig. 6 der Taf. XXVII diese Kalkspattafeln nur schwierig zu erkennen sind, habe ich in der beigefügten Fig. 46 eine Darstellung ihres Auftretens skizziert; in dieser Figur sind die dunklen Partien ganz weggelassen und nur die Kalkspatkörner (mit gekreuzten Strichen bezeichnet) samt die Cancrinitkörner (ungefähr ± zur c-Achse gestrichen) eingezeichnet. Wie man sieht, ist *ein* Cancrinitkorn verhältnismäßig sehr groß, die anderen kleinen Körnchen sind nur ungefähr abgegrenzt; in der Fig. 6, Taf. XXVII sieht man, daß sie oben links poikilitisch mit Pyroxenkörnchen durchlöchert sind. Orthoklas kommt nicht innerhalb des photographierten Teils des Dünnschliffes vor, ist aber außerhalb desselben recht reichlich vorhanden.

Fig. 46. Schlüssel zur Fig. 6, Taf. XXVII.

Tafel XXVIII. Fig. 1. *Tveitasit*; W von Melteig. Vergr. $^{20}/_{1}$. *Aegirindiopsid* (grau, an den Kanten des Bildes z. T. schwarz); die weiße Mesostasis ist *Orthoklas*; unterhalb der weißen Orthoklaspartie an der oberen linken Ecke ein größeres Korn von *Titanit*; zwei andere spitze prismatische Krystalle von Titanit (grau und schwarz) an der Mitte des rechten Randes des Bildes. Unterhalb des rechten der großen Pyroxenschnitte in der Mitte des Bildes ein größerer Krystall von *Apatit* (weiß) und eine Anzahl anderer Apatitkörner im Orthoklas des rechten Teils des Bildes. Unmittelbar oberhalb des oberen rechten Randes des großen linken Pyroxenschnittes mitten im Bilde ein kleines Korn von *Kalkspat* mitten in der weißen Orthoklaspartie.

„ „ Fig. 2. *Hollait*; 150 Meter O vom Pfarrhof Vergr. $^{20}/_{1}$. *Aegirindiopsid* (grau, und im linken Drittel des Bildes schwarz); die weiße Mesostasis ist *Kalkspat*; außerdem (meistens im linken Teil des Bildes) einige Prismen von *Apatit*.

Tafel XXIX. Fig. 1. *Vibetoit*; Block bei Vibeto. Vergr. $^{15}/_{1}$. Die grauen prismatischen Krystalle (meistens im oberen Teil der Figur) sind *Pyroxen*. Die schwarzen Felder an den Rändern unten links und beiderseits der Mitte rechts sind basische Tafeln von *Biotit*. Die weißen Felder in den mittleren und unteren Teilen der Figur sind vier bis fünf größere Prismen von *Apatit*, und zwischen denselben und den Pyroxenkörnern keilförmige Füllungen mit *Kalkspat* (weiß); Kalkspat ist auch die weiße trapezoedrische Partie mitten am oberen Rand zwischen zwei Pyroxenkörnern; am unteren Rand ist Kalkspat eutektisch verwachsen mit einem in kleine Reste zerstückten (etwas undeutlichen) *Hornblende*-individuum. Die schwarzen runden Körner im mittleren Teil des Bildes sind *Eisenerz*.

„ „ Fig. 3. *Vibetoit*; aus dem nördlichsten Kamm von Nigarskåsa. Vergr. $^{33}/_{1}$. Abgesehen von kleinen Randpartien rechts und links wird die Figur ausgefüllt von einem einzigen Vertikalschnitt etwa nach $\{010\}$ von *Hornblende* ($c : \mathfrak{C} =$ ca. 15^{0}) (tiefgrau) in eutektischer Verwachsung mit *Kalkspat* (reinweiß); einige schwarze Körner am Rande rechts und links sind *Eisenerz*. Am Rande oben links ein Korn von *Pyroxen*; ein zweites rundliches Pyroxenkorn (weiß) ist unterhalb desselben und ein langes Pyroxenprisma (grau) ist oben rechts in der Hornblende eingewachsen. Am Rande mitten rechts ein Querschnitt eines kleineren Hornblendeprismas. Unmittelbar an der rechten Seite des großen Hornblendeindividuums findet sich ein Längsschnitt etwa nach $\{010\}$ von grünlichblauer *Alkalihornblende* ($c : \mathfrak{C} = 40^{0}$). Die grauweiße Partie unten rechts um dieselbe ist Kalkspat, ebenso wie die weißen Flecken an den Eisenerzkörnern.

„ „ Fig. 5. *Kamperit*; W von Kamperhaug. Vergr. $^{40}/_{1}$. Tafeln von *Orthoklas* (weiß); feinkörnige Aggregate von *Biotitschuppen* (schwarz).

„ „ Fig. 2. *Damkjernit*; Block SW von Melteig. Vergr. $^{15}/_{1}$. Größere und kleinere Einsprenglinge von *Biotit*, grau; zahlreiche kleine Einsprenglinge von *Pyroxen*, weiß. Die feinkörnige Zwischenmasse der Einsprenglinge besteht aus *Kalkspat*, mit Körnchen von *Epidot*, samt *Chlorit* und *Muscovit*; kleine schwarze Körnchen von *Magnetit*.

„ „ Fig. 4. *Sovit*; aus der Felswand NW von Tufte. Vergr. $^{40}/_{1}$. Die Hauptmasse der Figur ist körniger *Kalkspat*; in demselben finden sich zahlreiche deutlich durch Resorption abgerundete Schnitte von *Apatit* (weiß mit dicken schwarzen Rändern); oben rechts ein Querschnitt einer Tafel von hellgrünem *Biotit* mit Randzone (schwarz) von *Manganophyll*. Die schwarzen Partien links sind *Magnetit*, verwachsen mit ein wenig *Eisenkies*. (Siehe S. 255).

„ „ Fig. 6. *Rauhaugit*; Gang SO von Ringsevja. Vergr. $^{40}/_{1}$. Die Figur zeigt eine Masse von feinkörnigen Karbonatkörnchen (meistens *Dolomit*) mit zahlreichen dünnen Prismen von *Apatit* (meistens unten links). (Siehe S. 250).

Tafel XXX. Fig. 1. *Anfangsstadium der Umwandlung des Granits in Fenit*; 250 Meter SO von Briskemyr. Vergr. $^{20}/_{1}$. Die helleren Teile des Bildes sind Körner von *Feldspat*, meistens *Oligoklas*, nur sparsamer *Orthoklas*, mit rein weißen Randzonen von neugebildetem *Albit*. Die schwarzen Teile sind *Aggregate*

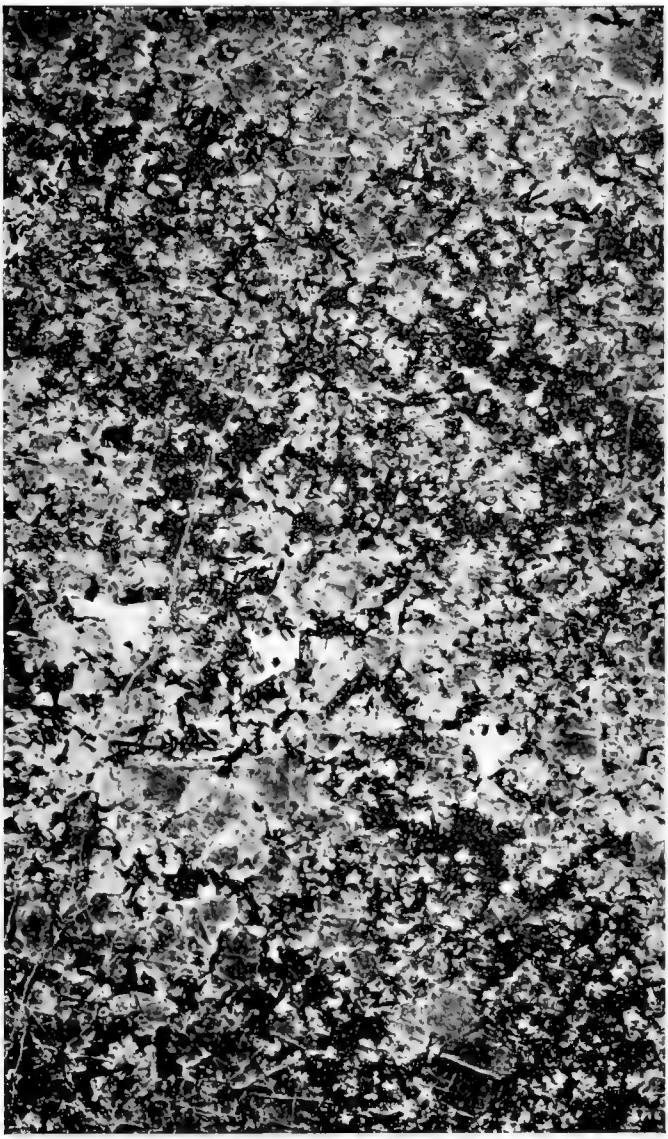
von kleinen neugebildeten Körnchen von *Aegirin* und zum geringeren Teil von *Alkalihornblende*; Quarz findet sich innerhalb des Bildes nicht, z. T. aber noch in anderen Teilen desselben Dünnschliffes erhalten, während der Biotit vollständig verschwunden ist.

Tafel XXX. Fig. 2. *Endstadium der Umwandlung des Granits in Fenit*; Melteig. Vergr $^{20}/_{1}$. Die vorherrschenden grauen Partien bestehen aus an den Kanten zerfranzten, sehr fein lamellierten *Mikroperthit*körnern (die Streifung ist in vielen Körnern deutlich, obwohl der Dünnschliff nicht zwischen gekreuzten Nikols photographiert ist), mit schmalen Randzonen von *Albit* (weiß). Die schwarzen Partien bestehen aus Aggregaten von *Aegirin*körnern.

Die beiden Bilder der Tafel sind wenig gelungen; mehrere und bessere Bilder zur Erläuterung der Fenitisierung ließen sich aber leider ohne eine bedeutende Verzögerung der Publikation nicht schaffen.

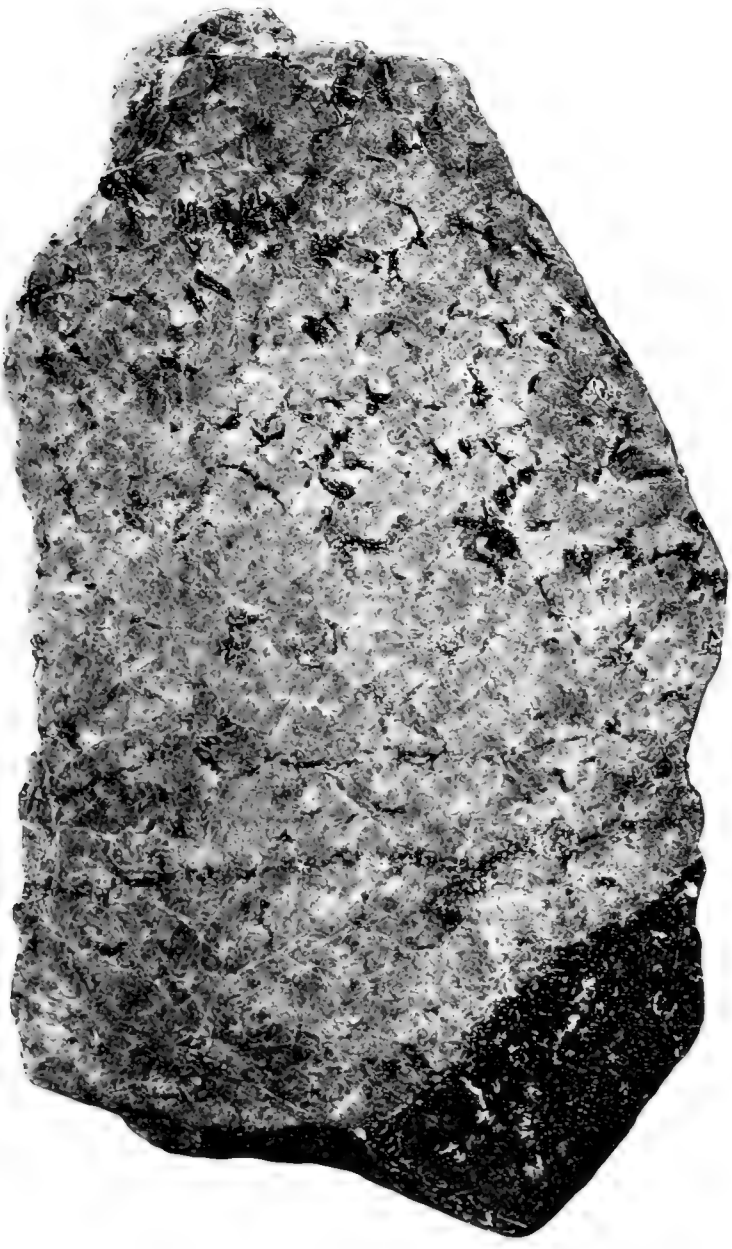
Gedruckt 11. August 1921.

Melteigit. Melteig.



Ijolith. Melteig.

Biotitijolith. Melteig



Urtit in Melteigit (unten).

Urtit, Grenze gegen Melteigit (unten).

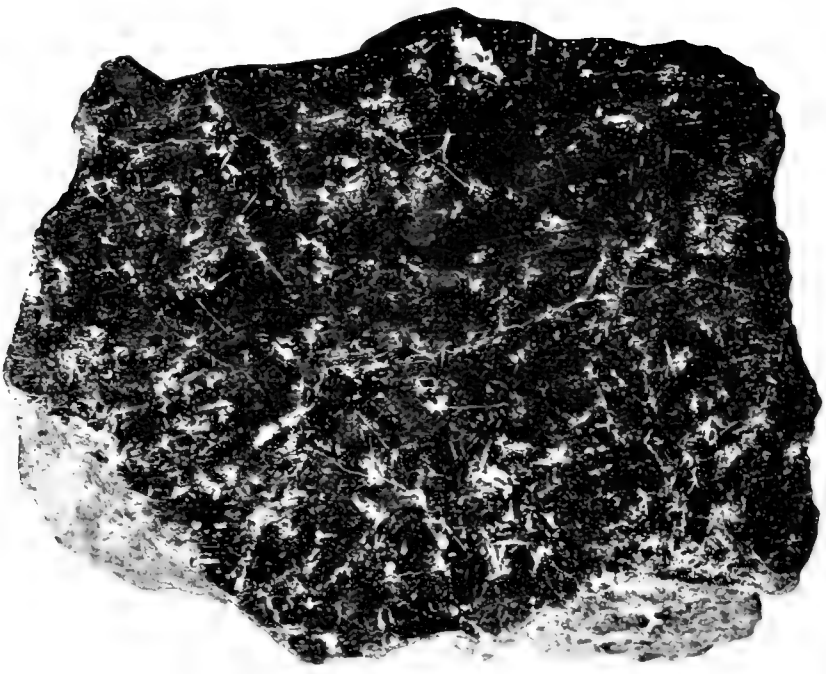


Fig. 1

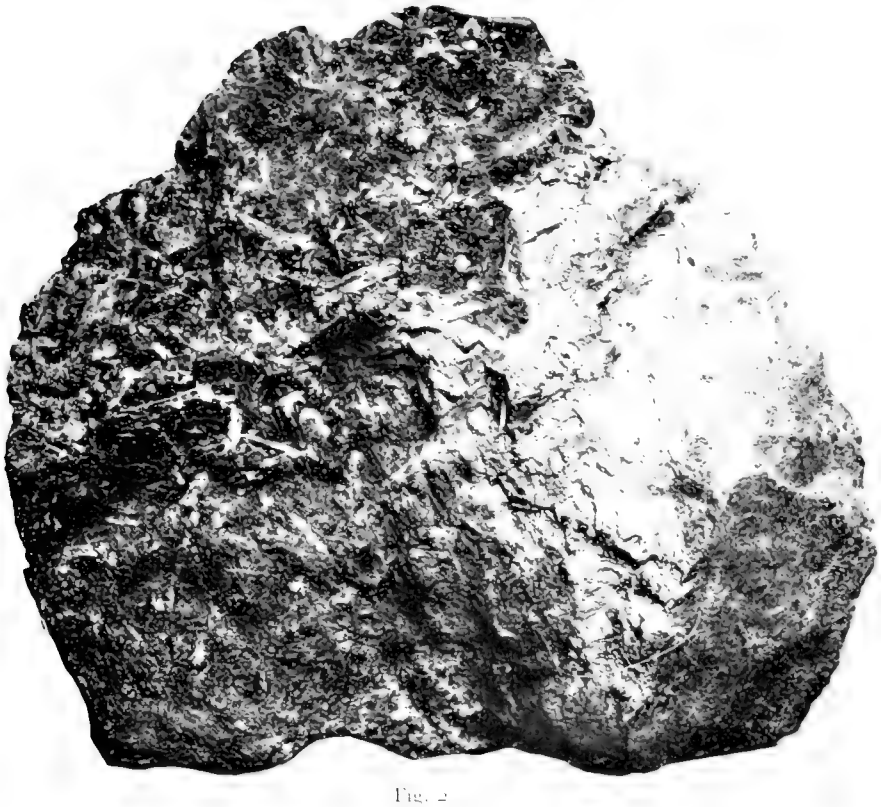
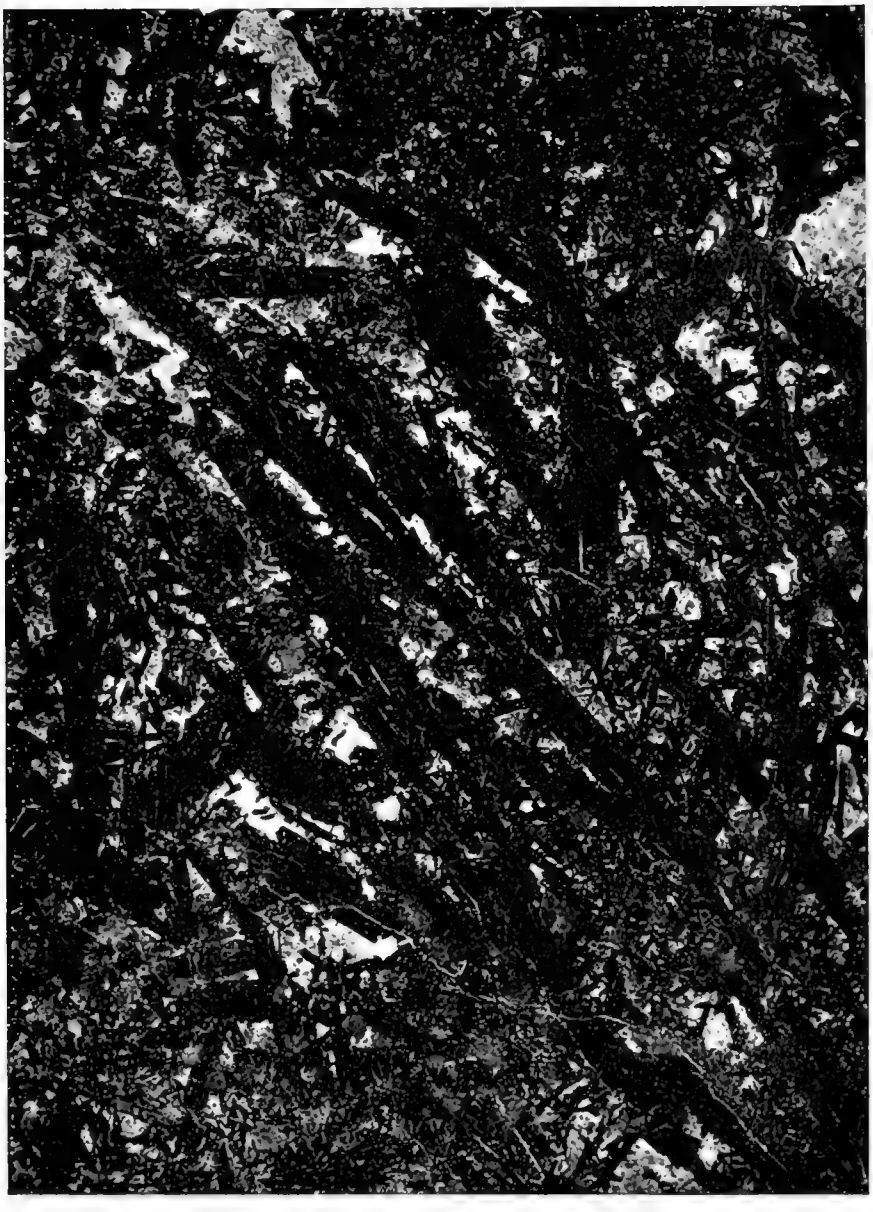


Fig. 2
Vibetout

Borolanit-Melteigit. Melteig. (Frischer Bruch).

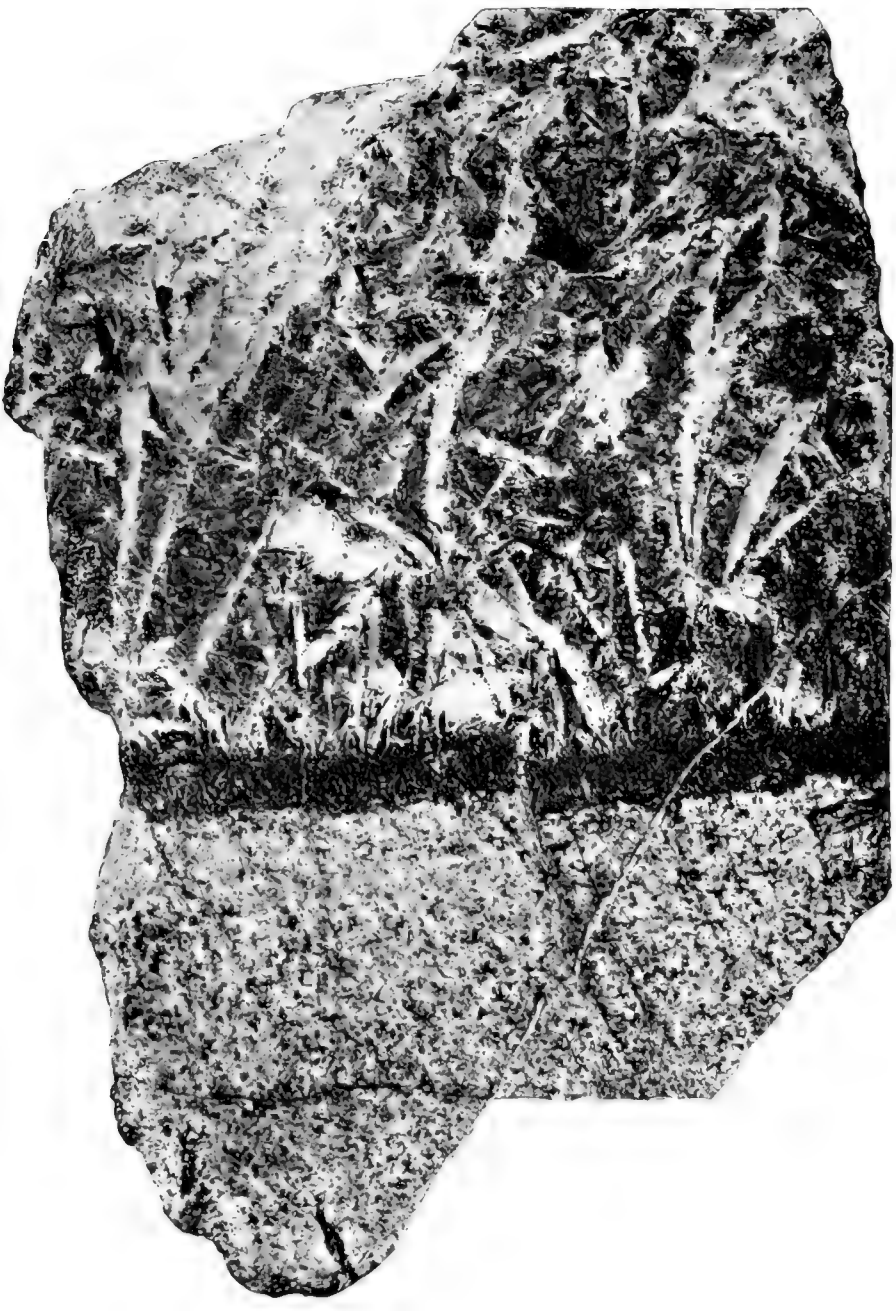
Borolanit-Melteigit. Melteig (Verwitterungsfläche).



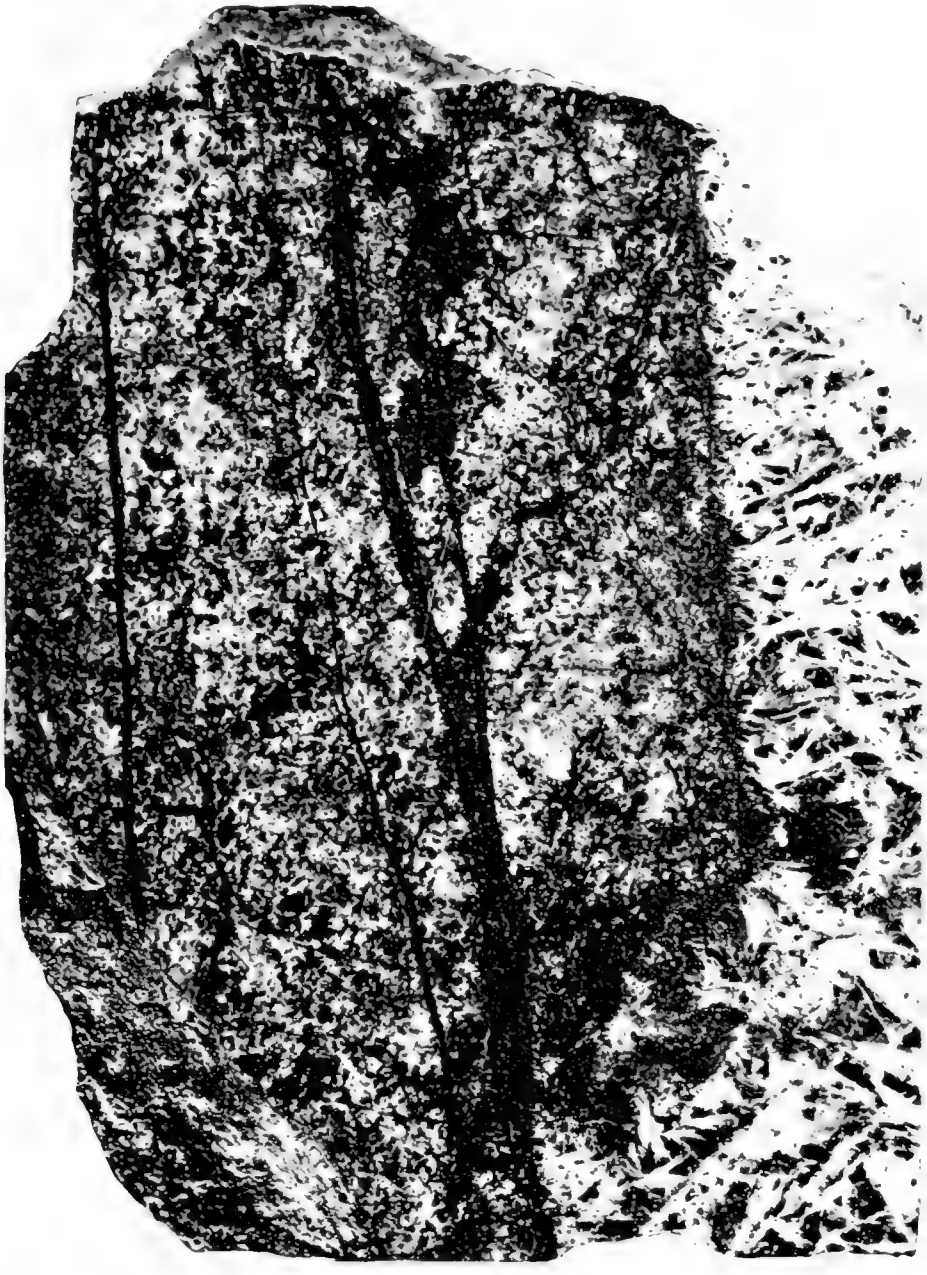
Melteigitpegmatit. Melteig

Sannait. Ormen

Sannait mit Bruchstücken. Ormen.



Ringitpegmatit (oben); Grenze gegen Fenit (unten).



Fenit (links), mit Agirinadern; Grenze gegen Ringitpegmatit (rechts).

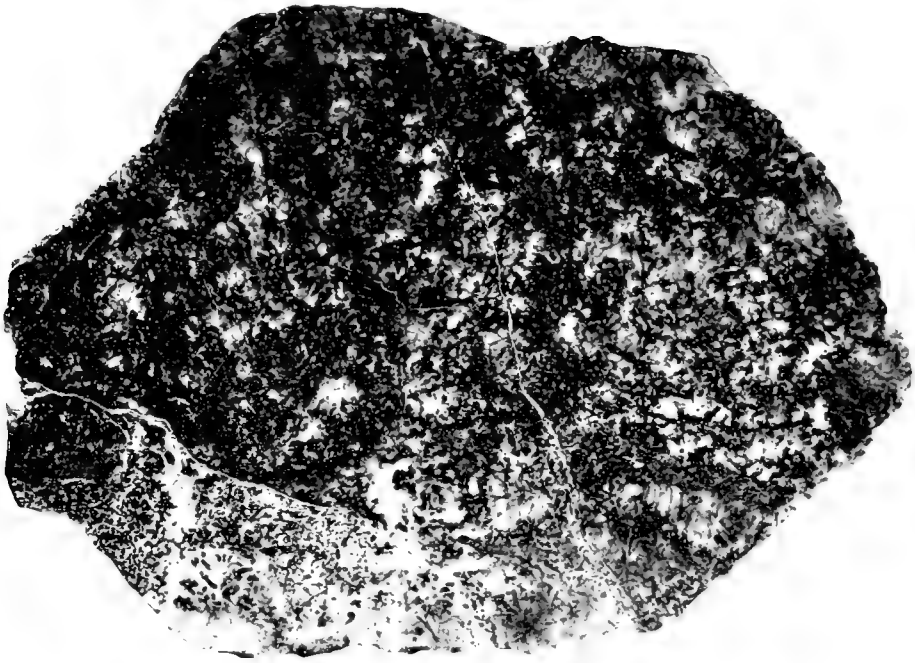


Fig. 1

Fig. 2

Fig. 1. Ringtypegmatit. — Fig. 2. Tomtypegmatit. — NO. v. W. Kasemo.

Fig. 1.

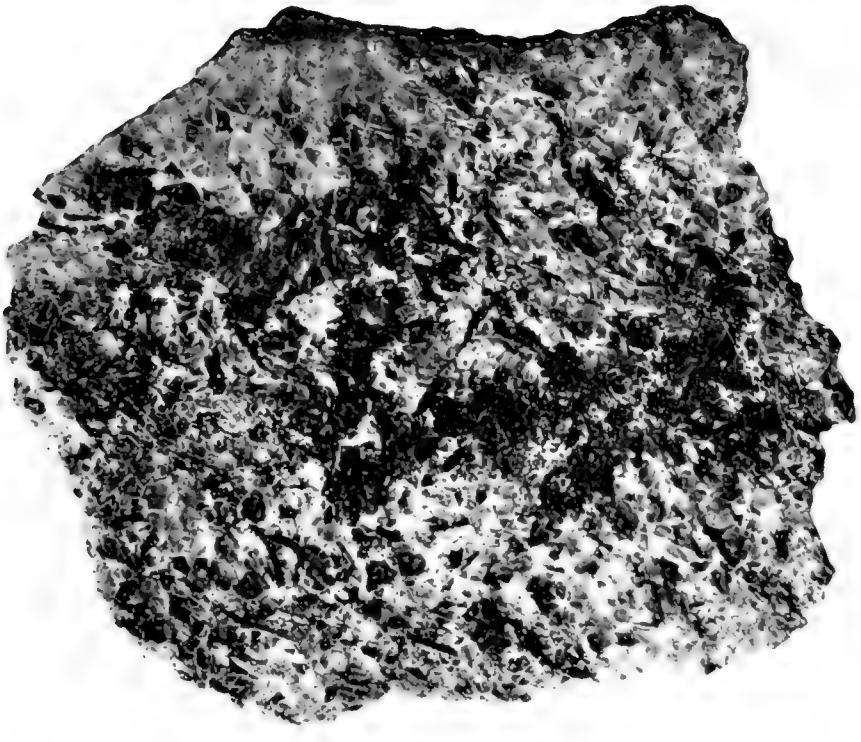
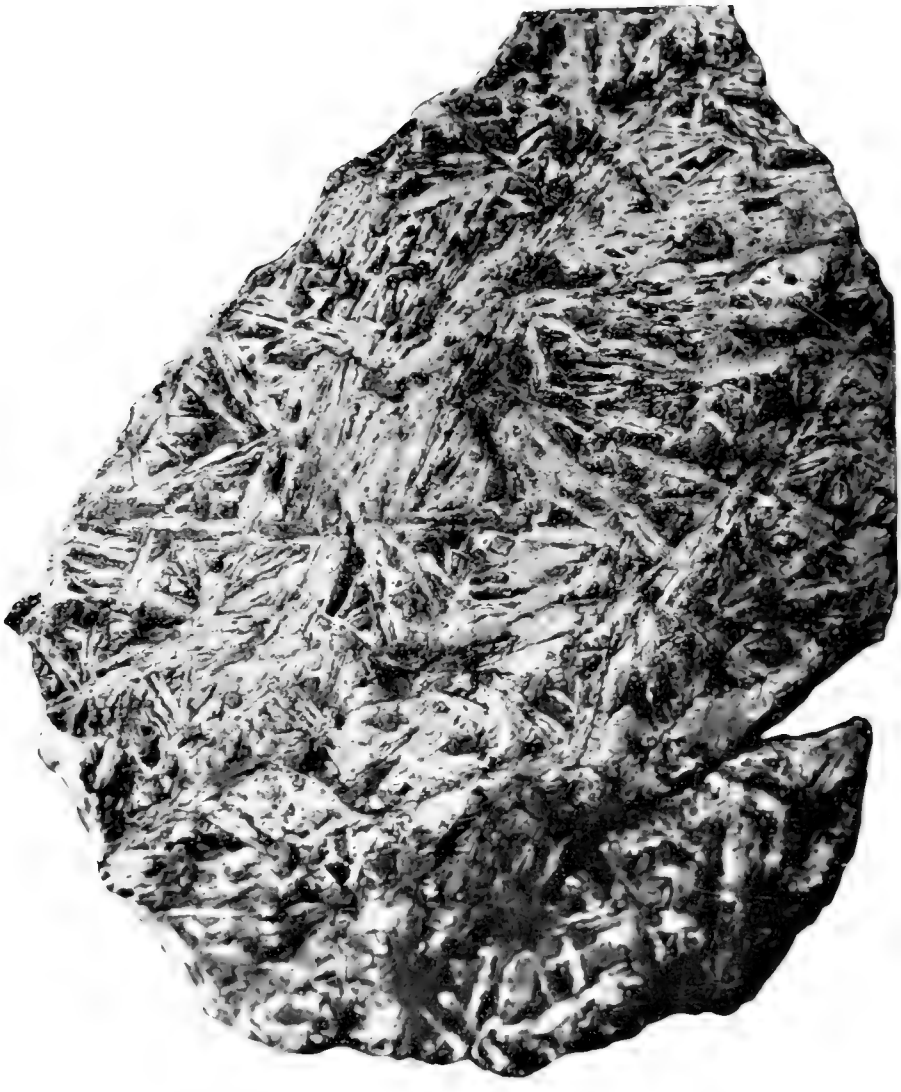


Fig. 2.

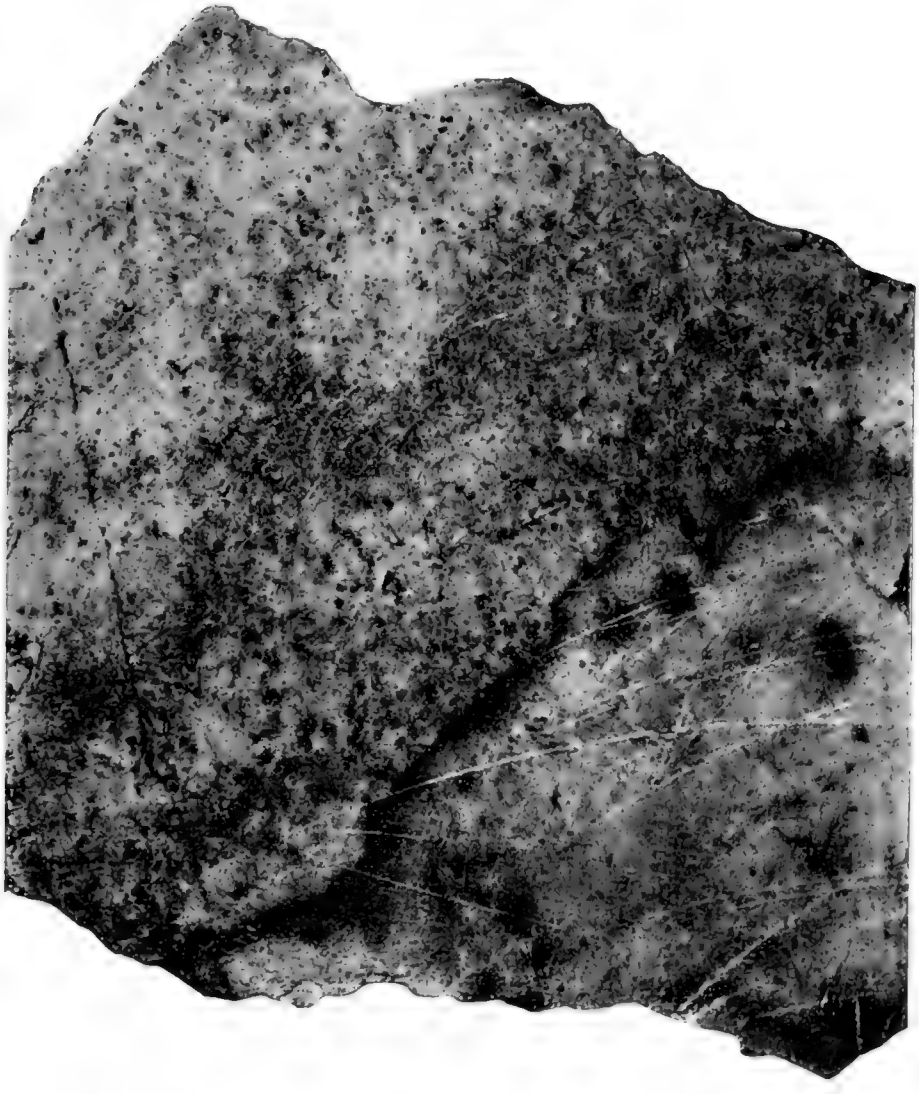
Fig. 1 ägirinreicher und Fig. 2 ägirinarmer Ringit. NO v. W. Kasene.



Hollaitpegmatit. Tälchen W. v. Kamperhoug. Etwa 1/3 d. nat. Größe.

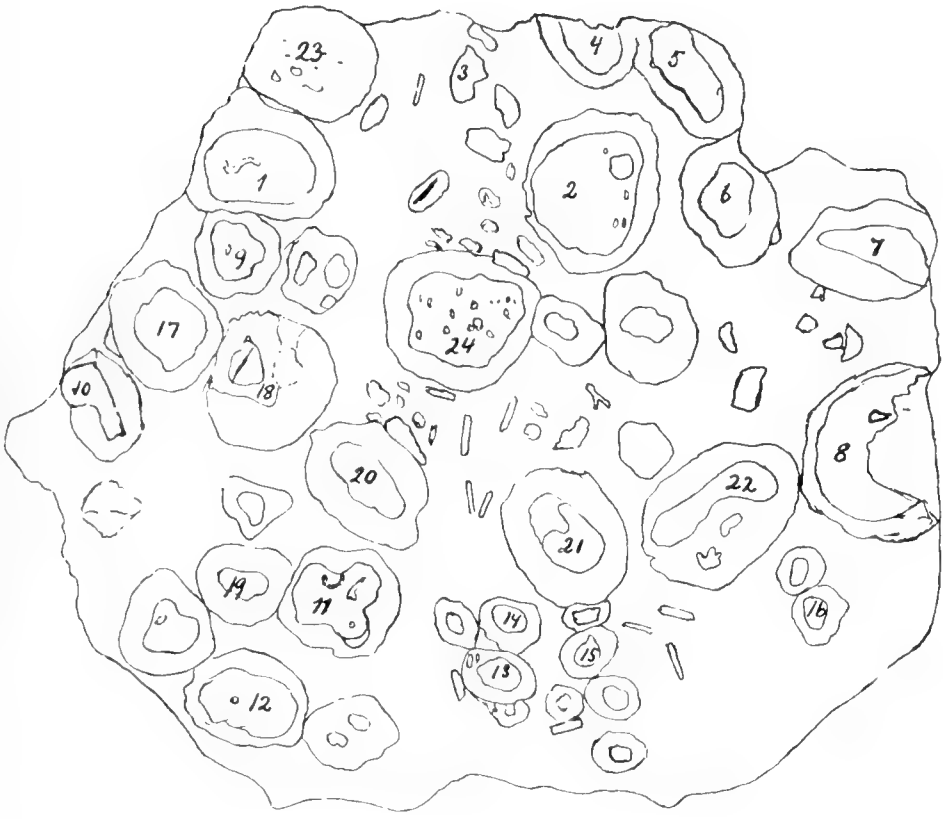
Hollaitpegmatit. Ca. 2/5 der natürlichen Größe. Verwitterungsoberfläche mit ausgeätzten Kalkspattafeln. (Siehe S. 211).

Block von schlierigem Sövit. Vibeto. Ca. $^2/_5$ der natürl. Größe.
(Siehe S. 238, und 242—243).



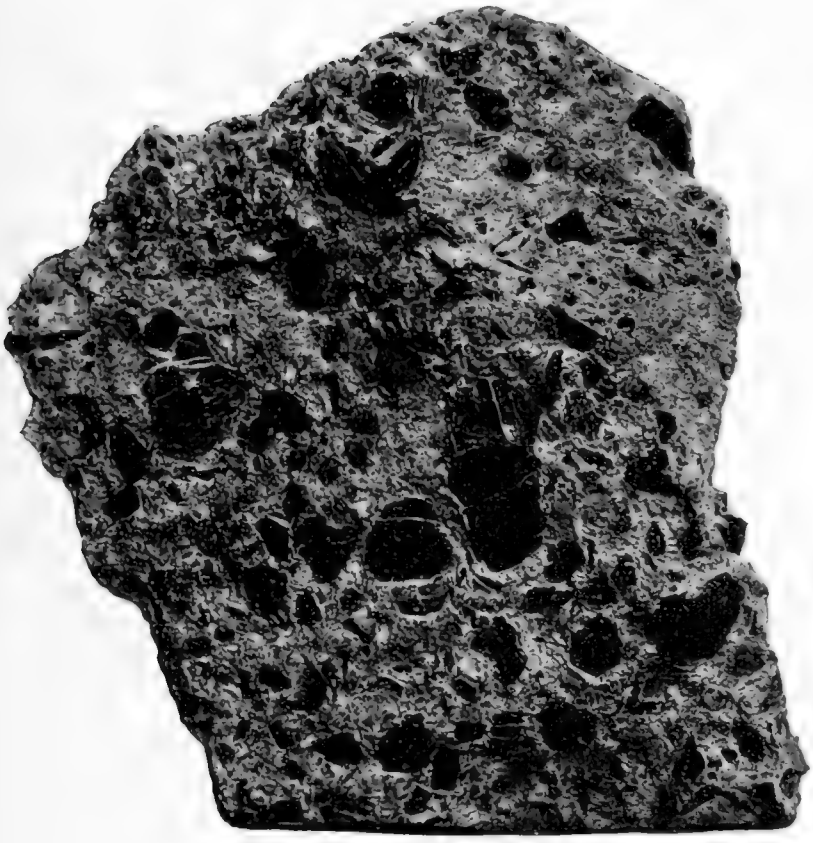
Sövit; geschliffene Stufe aus „Hydro's Steinbruch". Oben links dunkle Schliere; unten rechts weiße Schliere (siehe S. 245).

Damkjernit aus Gang NNO von Damkjern, Ca. 1/2 der natürl. Größe.
Geschliffene Vorderseite. (Siehe S. 276 ff.).



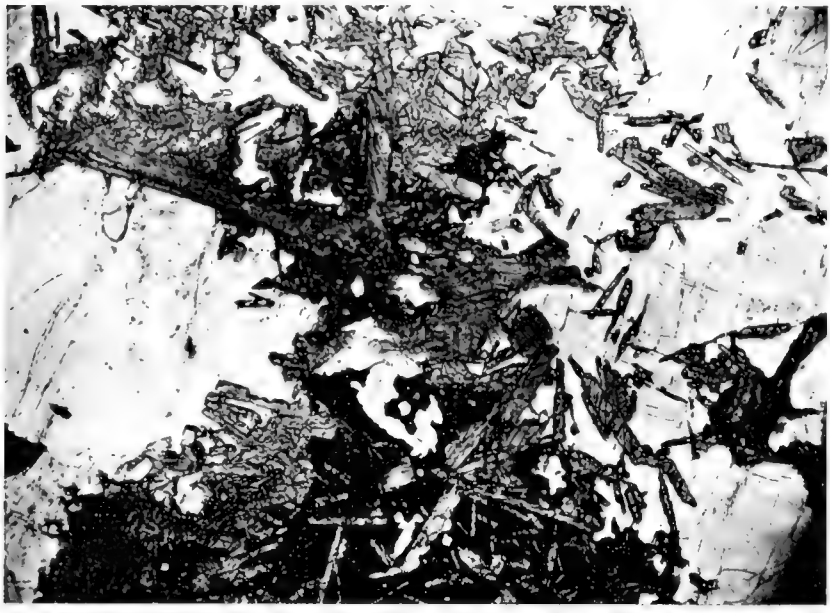
Schlüssel zur Taf. 20. Damkjernit aus Gang NNO von Damkjern; geschliffene Vorderseite. 1 bis 16. Knollen mit Kern aus einem einzelnen Hornblendeindividuum. 17 bis 23. Olivin-Enstatit-Knollen, Olivin-Enstatit-Diopsidknollen etc. 24. Hornblenditknollen.

Damkjernit aus Gang NNO von Damkjern. Ca. 1/2 der natürl. Größe.
Natürliche Verwitterungsfläche; Hinterseite einer großen Stufe, deren geschliffene Vorderseite in Taf. 20 dargestellt ist.

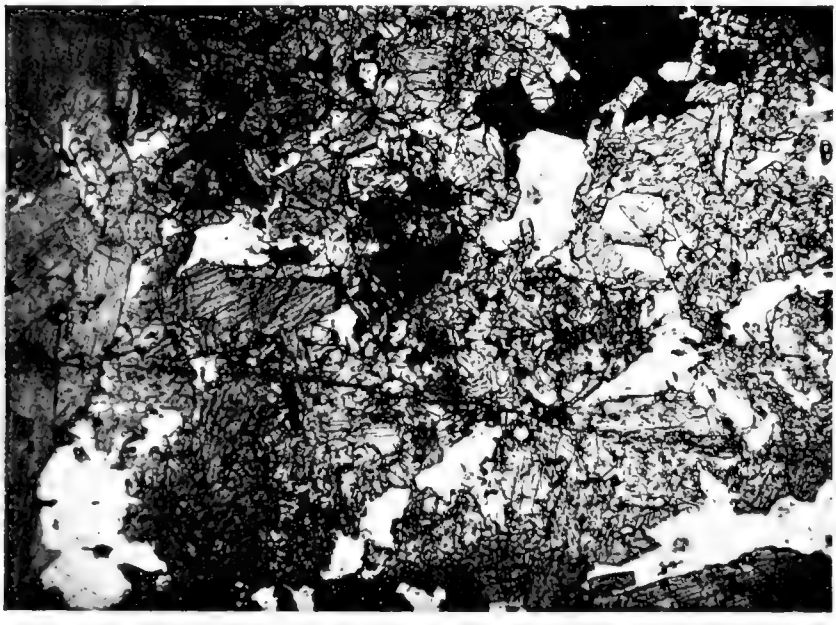


Damkjernit; analysierte Stufe aus großem Block aus der Nähe von Melteig (siehe S. 300 ff.). 1/1.
Die schwarzen Flecken sind subparallele plattenförmige Einsprenglinge von Biotit.

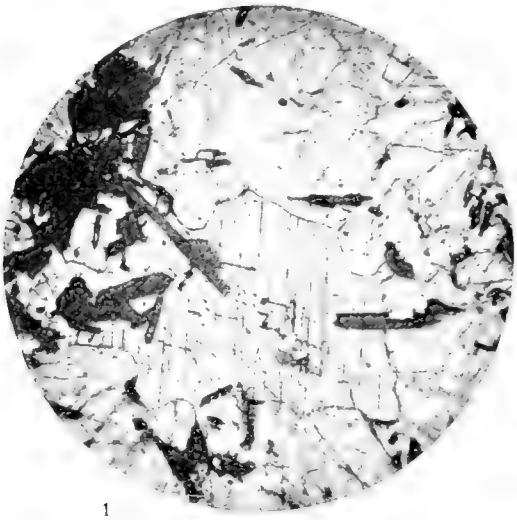
Sovit mit eutektischer Struktur. Hydro's Steinbruch. (Siehe S. 241).



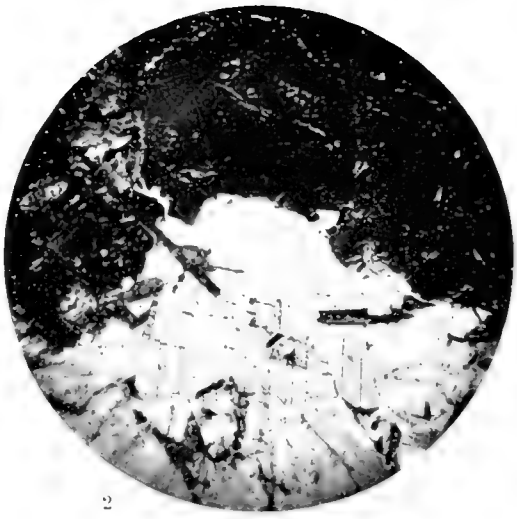
1. Ijolith. Meiteig.



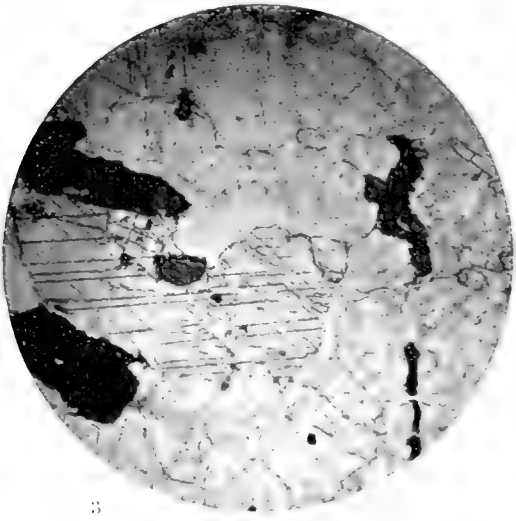
2. Melteigit. Melteig.



1



2



3

4

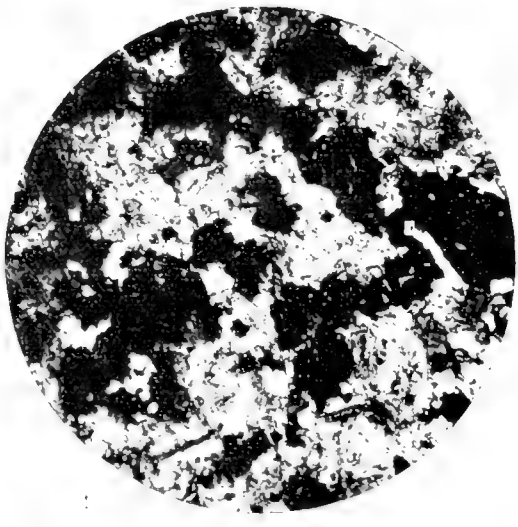
5

6

1

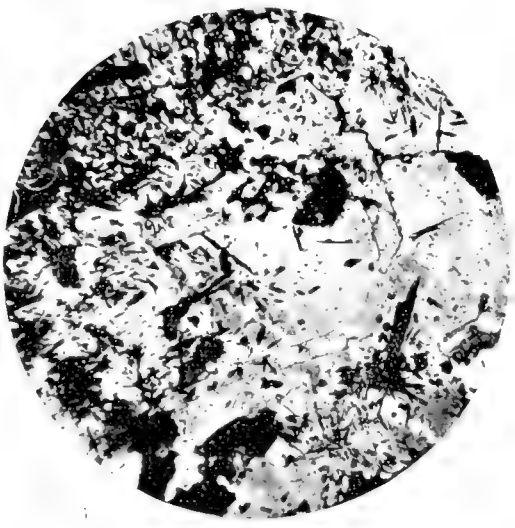
2

3



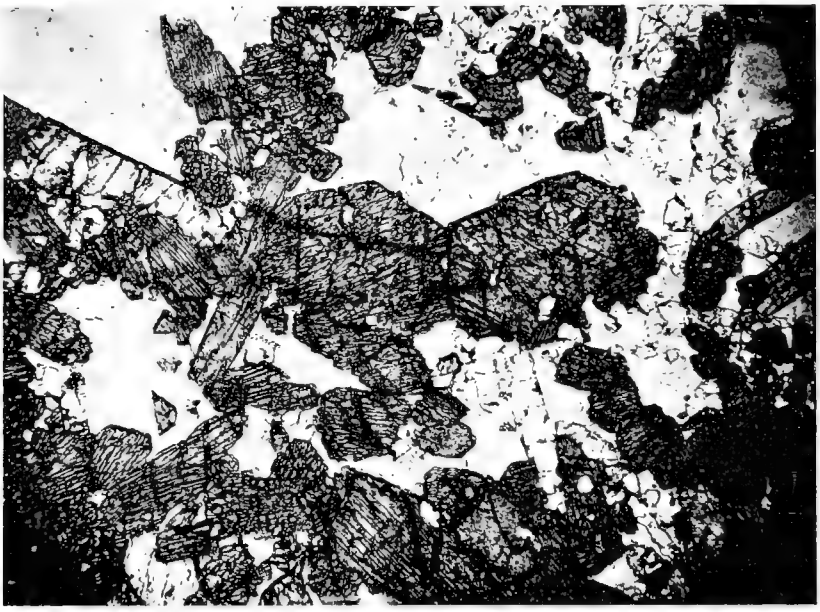
4

5



6

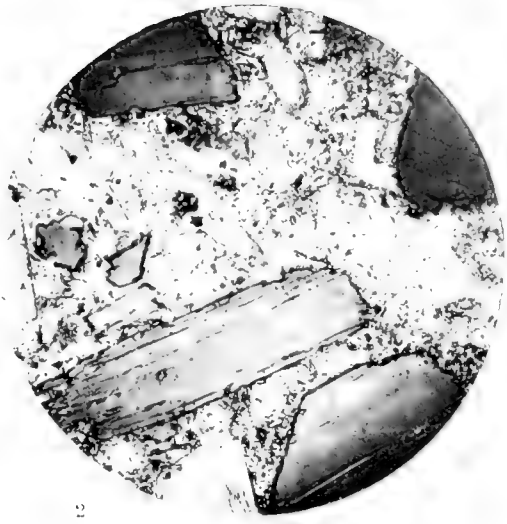
1. Melteigit. 3. Eyenasit. 5. Hollaut. 2 & 4. Melanitmikromelteigit. 6. Malignit



1. Tveitasit.

2. Hollait.

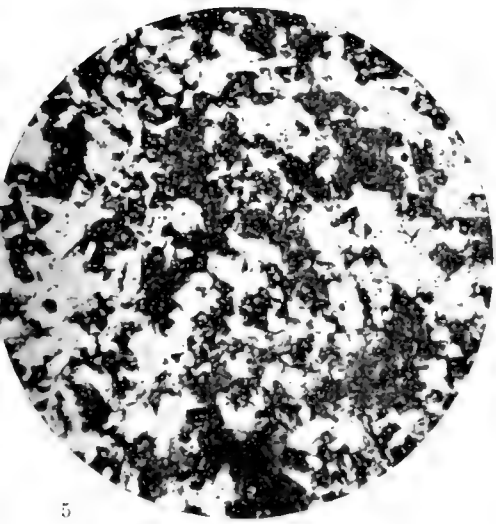
1



2

3

4

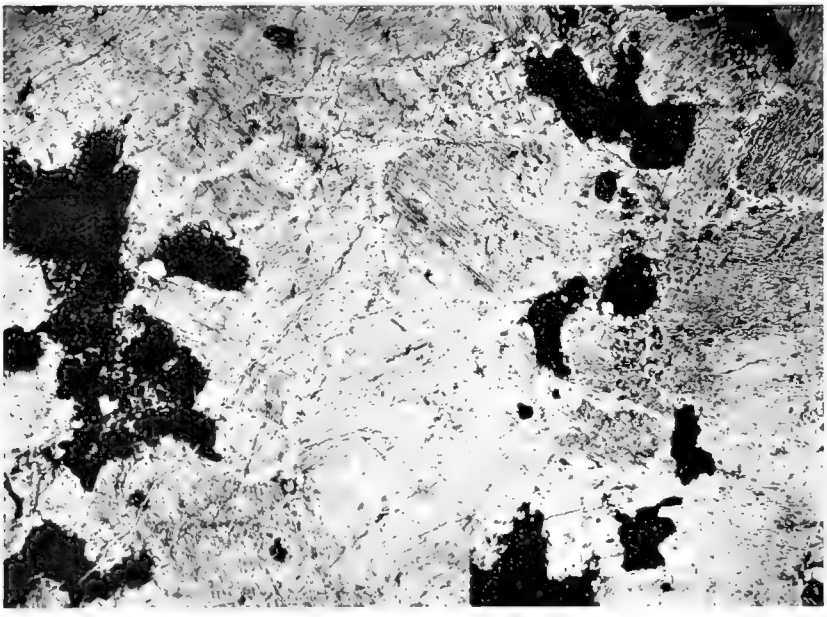


5

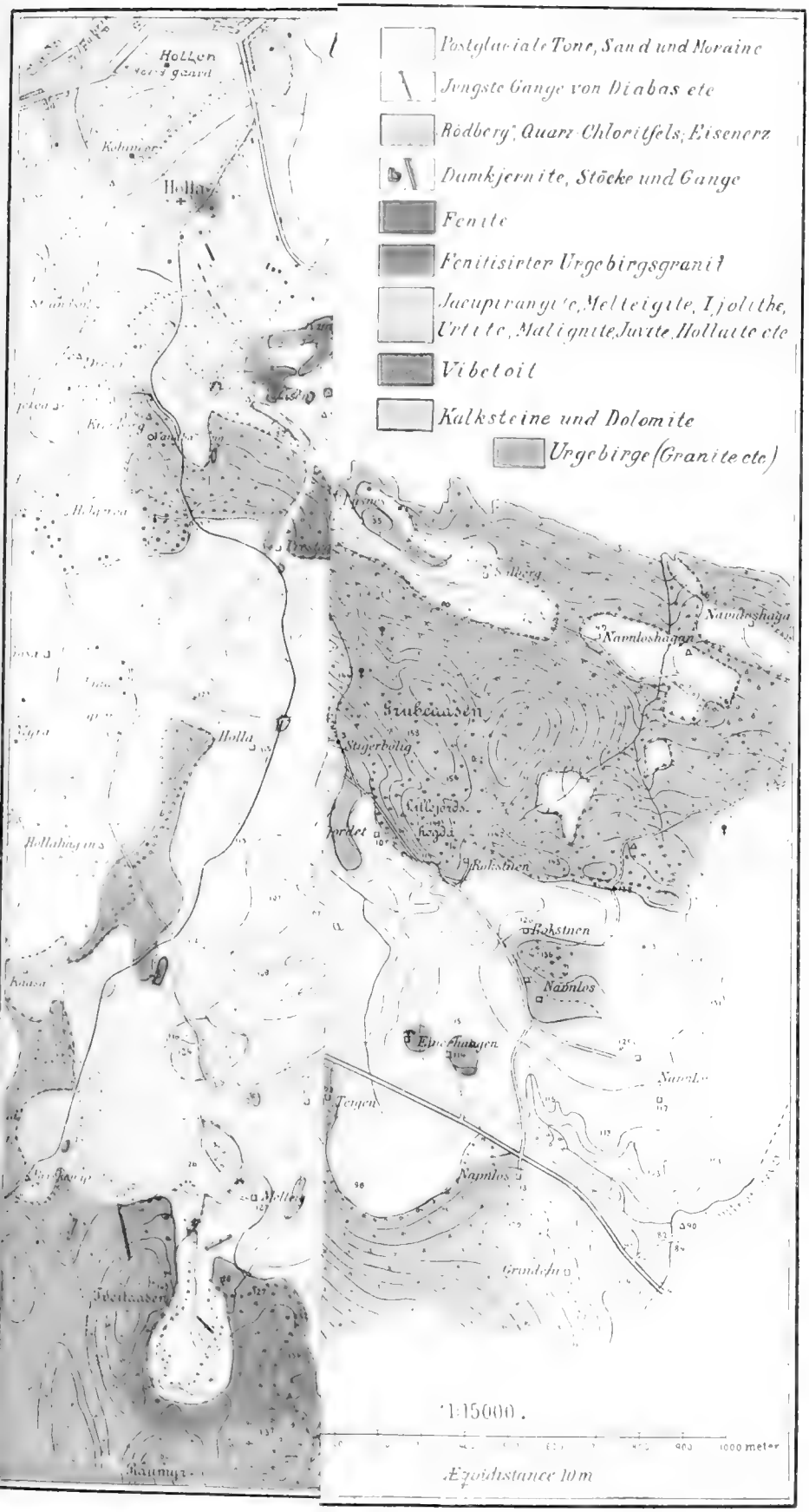
6

1 & 3. Vibetoit. 5. Kamperit. 2. Damkjernit. 4. Sövit. 6. Rauhaugit.

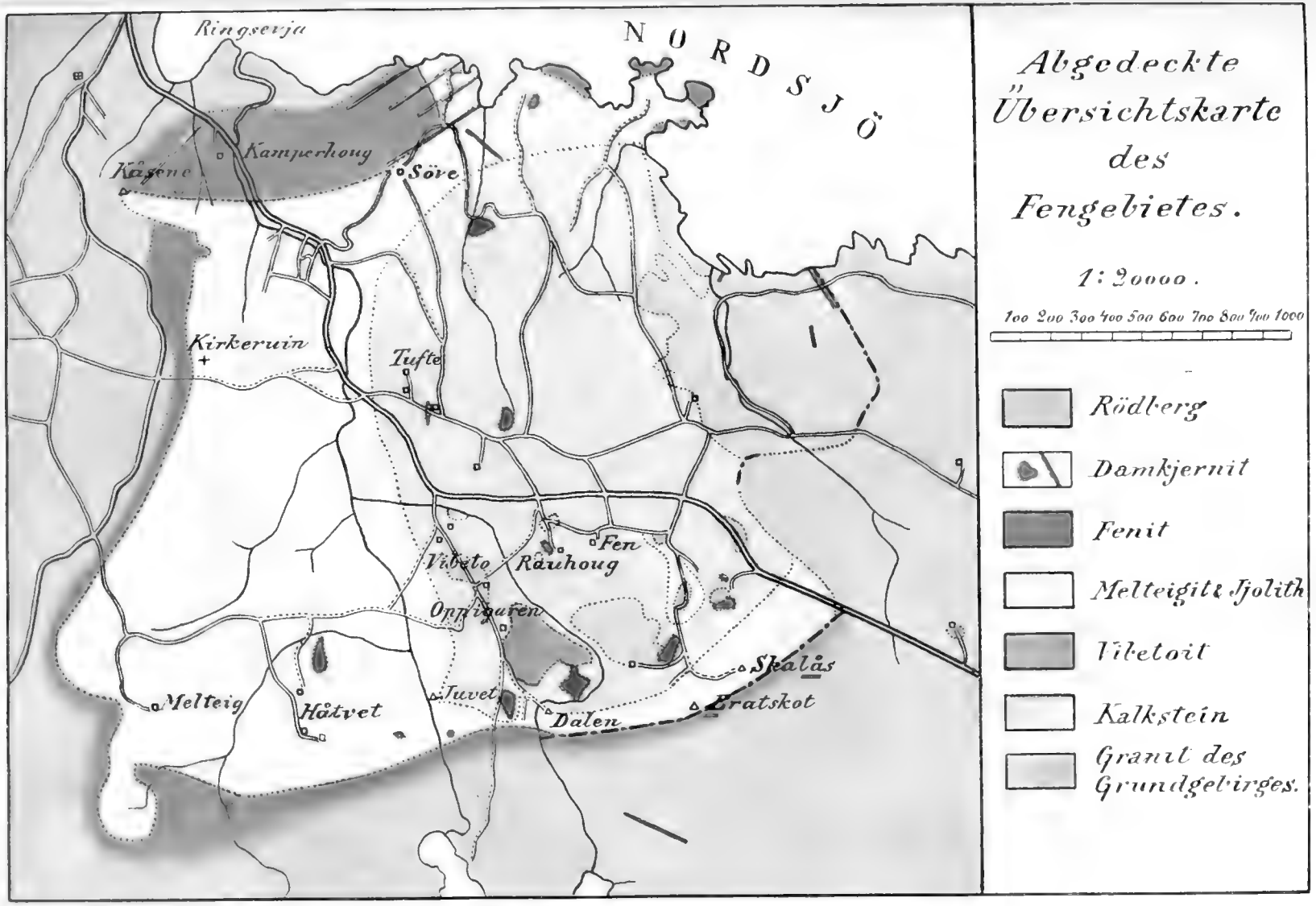
1. Anfangs-stadium der Umwandlung von Granit in Fenit.



2. Endstadium der Umwandlung von Granit in Fenit.


Postglaciale Tone, Sand und Moraine
Jungste Gange von Diabas etc
Rödberg, Quarz-Chloritfels, Eisenerz
Damkjernite, Stöcke und Gange
Fenite
Fenitisirter Urgebirgsgranit
Jacupirangite, Melteigite, Ijolithe, Urtite, Malignite, Juvite, Hollaite etc
Vibetoit
Kalksteine und Dolomite
Urgebirge (Granite etc)
Hollen
Holla
Navnloshagen
Grubeaasen
Stigerbolig
Rokstnen
Navnlos
Teigen
Grindem
1:15000.
1000 meter
Æquidistance 10 m

Ulefoss
Geologische Karte des Fengebiets
von
W. C. Brögger und V. M. Goldschmidt. 1920.
Postglaciale Tone, Sand und Moraine
Jüngste Gänge von Diabas etc.
Rödberg: Quarz Chloritfels, Eisenerz
Dunkyernite, Stöcke und Gänge
Fenite
Fenitisierter Urgebirgsgranit
Jacupirangite, Melteigite, Ijolithe, Urtite, Malignite, Juvite, Hollaite etc.
Vibetorit
Kalksteine und Dolomite
Urgebirge (Granite etc.)



Vid.-Selsk. Skr. I. M.-N. Kl. 1920. No. 9.

GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE STUDIEN IM HOCHGEBIRGE DES SÜDLICHEN NORWEGENS

VON

V. M. GOLDSCHMIDT

V

DIE INJEKTIONSMETAMORPHOSE IM STAVANGER-GEBIETE

MIT 15 TAFELN UND EINER GEOLOGISCHEN KARTE

(Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat.-naturv. Klasse. 1920. No. 10)

UTGIT FOR FRIDTJOF NANSENS FOND

KRISTIANIA
IN KOMMISSION BEI JACOB DYBWAD
1921

Fremlagt i den mat.-naturv. klasses møte den 9de mars 1917.

A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S. KRISTIANIA

Vorwort.

Vorliegende Untersuchung war im Wesentlichen bereits im Winter 1916—17 fertiggestellt und wurde im März 1917 zum Drucke in Videnskapsselskapets Skrifter angenommen. Der Druck der Abhandlung mußte indessen fast vier Jahre aufgeschoben werden, da meine Arbeiten auf dem Gebiete der anorganischen Rohstoffe, die ich im Auftrage des Staates übernahm, meine Zeit vollständig ausfüllten. Erst die Weihnachtsferien 1920 gaben mir Gelegenheit, die Arbeit zu veröffentlichen. Ich habe mich bemüht, auch die in der Zwischenzeit erschienene Literatur nach Möglichkeit zu berücksichtigen.

Kristiania, Februar 1921.

V. M. Goldschmidt.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 1

Die Geologie des Stavanger-Gebietes 5

I. Das praekambrische Urgebirge 6

II. Die kambrosilurische Formationsreihe 6

a. Die Phyllitabteilung 6

b. Die Abteilung der grünen Schiefer 8

Sedimentgesteine 10

Gesteine eruptiven Ursprungs 11

III. Die Sedimentgesteine auf Karmö 14

IV. Kaledonische Eruptivgesteine 15

Stamm der grünen Gesteine 15

Opdalit-Trondhjemit-Stamm 15

a. Basische Gesteine des Opdalit-Trondhjemit-Stammes 15

Quarz-Biotit-Norite 15

b. Intermediäre Gesteine des Opdalit-Trondhjemit-Stammes 18

Diorite 18

c. Saure Intrusivgesteine des Opdalit-Trondhjemit-Stammes 21

1. Trondhjemite 22

2. Adamellite 26

3. Granite 28

4. Die magmatischen Quarzgänge 31

V. Die Tektonik des Stavanger-Gebietes mit besonderer Berücksichtigung der Intrusivgesteine 33

a. Die geologische Lagerungsform der Opdalit-Trondhjemit-Gesteine im Stavanger-Gebiete 35

1. Die primäre Lagerungsform 35

2. Sekundäre Beeinflussung der Lagerungsform 37

b. Die kaledonische Faltung im Stavanger-Gebiete 39

c. Allgemeine Resultate der Untersuchungen über die Tektonik des Stavanger-Gebietes 40

Die Metamorphose im Stavanger-Gebiete 43

I. Allgemeine Züge der Regionalmetamorphose im kaledonischen Gebirge des südlichen Norwegens 43

II. Kurze Übersicht der Metamorphose im Stavanger-Gebiete 45

III. Der geologische Bau der Injektionskontaktzonen um die sauren Intrusivgesteine des Stavanger-Gebietes 47

1. Derivate der Phyllitabteilung 47

2. Derivate der grünen Schiefer 52

3. Derivate basischer Opdalit-Trondhjemit-Gesteine 55

Petrographische Beschreibung der metamorphen Gesteine 55

1. Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllite 55

2. Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Phyllite 60

3. Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Phyllite und entsprechende Granatglimmerschiefer 66
Anhang zu den Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Schiefern: Die Chloritoid-Schiefer des Stavanger-Gebietes 78
4. Albitporphyroblasten-Schiefer 81
5. Übergangsgesteine zwischen Albitporphyroblasten-Schiefern und Augengneisen 87
6. Injektionsgneise 87
Lagen-Injektionsgneise mit wechselnden Lagen von Intrusivgestein und metamorphen Schiefern 88
Ader-Injektionsgneise mit verzweigten Adern intrusiven Materials in metamorphen Schiefern 90
Augengneise 91
Gneis, Line, dunkle Lagen 101
Gneis, Line, helle Lagen 104
Die chemischen Vorgänge bei der Injektionskontaktmetamorphose 108
Stoffbilanz und Mineralbilanz 108
Die Herkunft der zugeführten Stoffe 118
Die Volumverhältnisse der metamorphen Gesteine 121
Vergleich mit injektionsmetamorphen Gesteinen aus andern Gebieten . . . 122
Südwestliches Norwegen 123
Trondhjem-Gebiet 124
Nördliches Norwegen 124
Nördliches Schweden 126
Finnland 128
Deutschland 129
Österreich 129
Schweiz 130
Frankreich 130
Einige Bemerkungen über die metasomatischen Prozesse in Silikatgesteinen 132
Vergleich der Injektionskontaktmetamorphose mit Kontaktmetamorphose vom Kristiania-Typus 137
Bemerkungen zur Karte 141
Zufügungen und Berichtigungen 142

EINLEITUNG.

Die systematische Untersuchung der Regionalmetamorphose im kaledonischen Faltengebirge des südlichen Norwegens, welche ich seit dem Jahre 1911 in Arbeit habe, erforderte in den ersten Jahren eine Anzahl von Übersichtsreisen, einerseits um den geologischen Verband der verschiedenen metamorphen Gesteinstypen festzustellen, anderseits um auch von bisher weniger genau erforschten Gebieten ein ausreichendes Material zur petrographischen Bearbeitung der krystallinen Schiefer zu beschaffen.

Eine solche Übersichtsreise führte mich im Sommer 1913 auch in das Stavanger-Gebiet, am südwestlichen Ende des Gebirges, wo das Faltengebirge sich ins Meer herabsenkt. Der spezielle Zweck dieser Reise war die Einsammlung kambrosilurischer Phyllite des Stavanger-Gebiets für eine Übersichtskarte der Regionalmetamorphose im südlichen Norwegen, da die bisher vorliegenden Einsammlungen aus der Gegend um Stavanger hierzu nicht ausreichend erschienen. Diese Reise brachte das Resultat, daß im Stavanger-Gebiete neben andern metamorphen Gesteinstypen auch injektionsmetamorphe Gesteine entdeckt wurden. Besonders auf der Insel Bru, nordwestlich der Stadt Stavanger, fand ich ausgezeichnete Injektionsgesteine.

Nun ist die Injektionsmetamorphose, auf deren große petrographische und geologische Bedeutung vor allem J. Lehmann, A. Michel-Lévy und J. J. Sederholm aufmerksam gemacht haben, heute im Vordergrunde des petrographischen Interesses. Ihre geologische Bedeutung ist umstritten, ihre petrographischen Eigentümlichkeiten sind noch wenig erforscht, die chemischen Vorgänge bei der Injektionsmetamorphose sind noch in Dunkel gehüllt. Eine bedeutende Schwierigkeit lag vor allem darin, daß die bisher beschriebenen Gebiete injektionsmetamorpher Gesteine großenteils den praekambrischen Formationen angehören, ein Umstand welcher es besonders erschwerte, das unveränderte Ausgangsmaterial der injektionsmetamorphen

Gesteine zu studieren, sowie die geologischen Vorgänge während der Injektionsmetamorphose festzustellen.

Die Entdeckung injektionsmetamorpher kambrosilurischer Gesteine im Stavanger-Gebiete eröffnete daher die Möglichkeit, die Erscheinungen der Injektionsmetamorphose an ungewöhnlich günstigem Material zu studieren. Die bequeme Zugänglichkeit der injektionsmetamorphen Gesteinmassen in dieser Gegend, die zahlreichen vortrefflichen Aufschlüsse auf den Inseln bei Stavanger liessen eine geologisch-petrographische Bearbeitung des Gebietes besonders verlockend erscheinen. Ich beschloß daher, die Gesteine des Stavanger-Gebietes einer eingehenden Bearbeitung zu unterziehen, da mir im kaledonischen Gebirge des südlichen Norwegens an keiner andern Stelle so günstige Bedingungen bekannt waren, die eine Klarstellung der Beziehungen zwischen gewöhnlicher Regionalmetamorphose, gewöhnlicher Kontaktmetamorphose und Injektionsmetamorphose erwarten liessen.

Da mir im Sommer 1913 keine ausreichende Zeit zu einer vollständigeren Untersuchung zur Verfügung stand, verwandte ich einen großen Teil der Reisezeit im Sommer 1914 auf das Stavanger-Gebiet und die angrenzenden Hochgebirgsgegenden. Es gelang mir, ein recht vollständiges Material der hier auftretenden Gesteinstypen zu sammeln und den tektonischen Bau durch geologische Kartierung festzustellen. Ein besonders günstiger Umstand hierbei war es, daß für das Stavanger-Gebiet eine ausgezeichnete topographische Karte im Masstabe 1 : 100000, das Rektangelblatt »Stavanger« zur Verfügung stand.

Im Herbst 1914 wurde der wesentliche Teil der petrographischen Untersuchungen durchgeführt, und die wichtigsten Gesteinstypen wurden gleichzeitig auf meine Veranlassung analysiert.

Indessen war das von mir gesammelte Beobachtungsmaterial noch nicht für alle Teile des Blattes »Stavanger« zum Drucke einer geologischen Karte ausreichend, besonders in manchen randlichen Teilen des Kartenblattes waren weitere Beobachtungen erwünscht. Auf meine Veranlassung reiste daher Herr Ingenieur Endre Berner in den Weihnachtsferien 1915/16 einige Tage zur Festlegung mehrerer geologischen Grenzen in der südwestlichen Ecke des Kartengebiets, sowie im Sommer 1916 Herr Staatsgeologe J. Rekstad und Herr E. Berner mehrere Wochen besonders in dem nordöstlichen Viertel der Karte und in der Nordwestecke auf der Insel Karmö. Weitere ergänzende Beobachtungen verdanke ich beiden Herren auch für Teile der Inseln Mosterö, Utstein, Rennesö, N. Talgö und Heng. Das hierbei gesammelte Material wurde dann von mir im Herbst

1916 petrographisch bearbeitet, gleichzeitig ließ ich einige weitere Analysen ausführen[1].

Wie schon eingangs bemerkt, gehört die geologisch-petrographische Bearbeitung des Stavanger-Gebietes in den Rahmen meiner Untersuchungen über die kaledonische Regionalmetamorphose im südlichen Norwegen. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete ist nur eine Teilerscheinung innerhalb der allgemeinen Regionalmetamorphose, welche ich an den Gesteinen des Gebirges untersuche.

Aus diesem Grunde war ich lange im Zweifel, ob es nicht zweckmäßig sei, die Beschreibung der Stavanger-Gesteine erst in der zusammenfassenden Publikation über die Regionalmetamorphose zu bringen. Wenn ich mich schon jetzt zu einer Veröffentlichung des in sich abgeschlossenen Kapitels bewogen fühle, so sind hierfür Gründe zweierlei Art maßgebend gewesen.

Erstens erschien es mir wünschenswert, die voraussichtlich recht umfangreiche Veröffentlichung über die kaledonische Regionalmetamorphose nach Möglichkeit zu entlasten. Zweitens schienen mir die Ergebnisse an den Injektionsgesteinen so bedeutungsvoll, daß ich eine Veröffentlichung dieser speziellen Untersuchung nicht länger hinausschieben wollte. Die Resultate meiner Untersuchungen dürften geeignet sein, das Studium und das Verständnis der Injektionsgesteine auch anderer Gegenden zu erleichtern.

Die chemischen Analysen wurden größtenteils von Herrn Chemiker Olaf Röer, Kristiania, ausgeführt, einige auch von meinem Assistenten Herrn Chemiker Andreas Rödland. Die specifischen Gewichte wurden größtenteils von Herrn E. Berner, zum kleineren Teil von Herrn A. Rödland bestimmt. Die petrographischen Untersuchungen an Gesteinen des Kartenblatts Stavanger und dessen Umgebung habe ich an etwa 600 Dünnschliffen ausgeführt.

Angaben über die angewandten Arbeitsmethoden findet man in der vorigen Publikation dieser Reihe[2].

[1] Eine letzte Revision mehrerer Gesteinsgrenzen im Gebiete des Rektangelblattes »Stavanger« (im Winter 1916/17 und während des Druckes der Karte im Sommer 1917) verdanke ich Herrn E. Berner. Auch dieses Beobachtungsmaterial konnte bei der endgültigen Fertigstellung des Kartenblattes noch berücksichtigt werden. Es handelte sich hier um den Verlauf einiger Grenzen auf den Inseln Buö, Hundvaagö, Mosterö, Rennesö und Ombö.

[2] Geol.-petrog. Studien IV, Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge, Vid.-Selsk. Skr. M.-N. Kl. 1916, No. 2, S. 3–4.

Dem Jubiläumsfond der Universität spreche für Beiträge zur Deckung der Kosten von Analysen und Dünnschliffen meinen Dank aus.

Von einem reichlichen Material an Photographien, welche geeignet sind, die geologische Lagerungsform, das makroskopische Aussehen und die Mikrostruktur der Stavangergesteine zu verdeutlichen, habe ich nur solche ausgewählt, welche auf die Probleme der injektionsmetamorphen Tongesteine Bezug haben, um den Umfang dieser Publikation nicht unnötig zu vergrößern.

Bezüglich der stratigraphischen Bezeichungen sei erwähnt, daß im Folgenden die kambrosilurische Schichtenfolge in »Kambrium-Ordovicium-Silur« eingeteilt wird, statt in »Kambrium-Untersilur-Mittelsilur-Obersilur«.

DIE GEOLOGIE DES STAVANGER-GEBIETES.

Folgende Einheiten sind an dem geologischen Bau des Gebiets innerhalb unseres Kartenblatts beteiligt:

I. Das alte praekambrische Urgebirge, getrennt durch die subkambrische Diskordanz von der Schichtreihe II.

II. Die kambrosilurische Formationsreihe, bestehend aus zwei Abteilungen:

a. Die Phyllitabteilung, entsprechend Kambrium und unterem Ordovicium.

b. Die grünen Schiefer, entsprechend wohl oberem Ordovicium und Silur.

III. Die Eruptivgesteine des kaledonischen Gebirges. In unserem Gebiete sind zwei Gesteinsstämme vertreten:

Erstens der Stamm der grünen Gesteine, einerseits mit basischen Effusiven und deren Tuffen in der Abteilung der grünen Schiefer, anderseits mit basischen Intrusivgesteinen, die besonders auf der Insel Karmö größere Verbreitung besitzen.

Zweitens der Opdalit-Trondhjemit-Stamm, vertreten durch eine Gesteinsreihe, welche mit noritischen Gesteinen beginnt, sich durch Diorite zum Trondhjemit erstreckt, und von diesen über adamellitische Typen zum Granit. Zu diesem Stamme gehört auch eine Reihe von Gangbegleitern (Aplite, Pegmatite etc.), sowie magmatische Quarzmassen, während effusive Vertreter im Gebiete unserer Karte nicht in situ auftreten, sondern nur als Gerölle von Trondhjemit-Porphyrit im Konglomerate auf Karmö.

Die sauren Intrusivgesteine des Opdalit-Trondhjemit-Stammes sind von Injektionszonen umgeben, deren Material einerseits den Intrusivmassen entstammt, anderseits den Gesteinen der Abteilungen II a und II b.

IV. Außerhalb des eigentlichen Stavanger-Gebietes, an der Nordwestecke unserer Karte finden sich auf der Insel Karmö Konglomerate, Arkosen und Sandsteine, entsprechend vielleicht dem Downtonian.

V. Augenscheinlich jünger als alle andern krystallinen Gesteine des Gebietes sind einige Diabasgänge.

VI. Die jüngsten Ablagerungen des Gebietes sind quartären Alters, teils marine Sande und Tone, teils Moränenablagerungen, sowie auch Verwitterungsbildungen.

I. Das praekambrische Urgebirge.

In dem Gebiete unserer Karte finden sich Urgebirgsgesteine im Osten und Nordwesten. Sie bestehen im Gebiete des Rektangelblattes Stavanger überwiegend aus Gesteinen granitischer Zusammensetzung. Wir finden grobe Porphyrgranite, mittelkörnige Granite und Gneisgranite von meist grauer, durch Verwitterung hellrötlicher, Farbe. In ganz untergeordneter Menge finden wir im Urgebirge dieses Gebietes kleine Einlagerungen amphibolitischer Gesteinsmassen.

Die Oberfläche des Urgebirges gegen die überlagernde kambrosilurische Schichtenreihe ist die alte, subkambrische Peneplaine[1]. Diese Oberfläche ist innerhalb unseres Gebietes durch die kaledonische Gebirgsbildung deutlich deformiert werden, wobei der Faltungsgraben des Boknfjords entstand (vergl. die Übersichtskarte auf S. 5 der in Anm. 1 citierten Abhandlung). Die Längsaxe dieses Faltungsgrabens verläuft in der kaledonischen Faltungsrichtung SW—NO. Dementsprechend zeigt die alte Urgebirgsoberfläche im Osten unserer Karte Einfallen gegen Westen oder Nordwesten, im Westen hingegen Einfallen gegen Südosten.

Die Deformation der alten Urgebirgsmasse hat an mehreren Stellen innerhalb unserer Karte deutliche Zerstrümmerungserscheinungen hinterlassen. Als Vorkommen kataklastischer Urgebirgsgranite seien erwähnt: Die Nordküste der Insel Randö, zwischen Valvig und Breivig, und das Gebiet um den See Krogvand, nicht weit vom Ostrande der Karte.

II. Die kambrosilurische Formationsreihe.

a. Die Phyllitabteilung.

Die Phyllitabteilung im Stavanger-Gebiet bildet den südwestlichen Ausläufer des Phyllitgebietes, welches in einem sehr großen Teile des südlichen Norwegens als Äquivalent von Kambrium und unterem Ordovicium auftritt. Im Stavanger-Gebiet selbst sind bisjetzt keine Fossilfunde

[1] Geol.-petrogr. Studien II. Die kaledonische Deformation der südnorwegischen Urgebirgstafel (Vid.-Selsk. Skr. M.-N. Kl. 1912. No. 19).

in dieser Schichtenreihe gemacht worden, es dürfte aber nicht aussichtslos sein, in den weniger metamorphen Teilen des Gebiets nach Fossilen zu suchen. Die Altersbestimmung der Stavanger-Phyllite ist jedoch durch folgende Fossilfunde außerhalb unseres Gebiets als gesichert zu betrachten:

1. Im Basalkonglomerat von Finse der Fund von *Torellella laevigata*[1], entsprechend dem untersten fossilführenden skandinavischen Kambrium, der Olenellus-Stufe.

2. Im obersten Teil der dunkeln Schiefer, welche über dem Basalkonglomerate folgen, der Fund von *Dictyonema flabelliforme* (Hulberget durch Tellef Dahl 1860, W. C. Brögger 1877, Dvergsmienuten durch J. Rekstad 1892), entsprechend dem obersten Kambrium.

3. Im mittleren Teile der Phyllitabteilung Graptolithen, entsprechend den Etagen 3 und 4 a des Kristiania-Gebietes (Gausdal durch K. O. Björlykke 1891, später an mehreren andern Fundorten im centralen Norwegen durch K. O. Björlykke und Th. Münster).

Im Gebiete von Stavanger läßt sich folgende Gliederung der Phyllitabteilung aufstellen.

Zu unterst liegt ein, wenig mächtiges und nicht überall vorhandenes Basalkonglomerat, meist metamorphosiert zu einer Quarzitmasse. Etwas nördlich des Gebietes unserer Karte, bei Vikedal am Sandeidfjord, sowie an mehreren Fundorten östlich davon am Vindefjord, ist dieses Konglomerat vortrefflich entwickelt. Im Gebiete der beifolgenden Karte kann man den Basalquarzit auf der Insel Idse studieren, etwas nördlich der Karte zwischen Fister und Hjelmeland ebenfalls. Weitere Aufschlüsse der Basalablagerungen dürften bei Nachsuchen noch vielerorts an der Grenze zwischen Urgebirge und Phyllitabteilung zu finden sein. An mehreren Fundorten nördlich unserer Karte (Vikedal und Yrkefjord) fand ich das Basalkonglomerat von einem sandigen Kalkstein in ein bis zwei Meter Mächtigkeit überlagert. Wo deutliches Basalkonglomerat entwickelt ist, bestehen dessen Gerölle aus alten Urgebirgsgraniten und Quarz.

Über den Basalablagerungen folgen dunkle Phyllite, oftmals reich an Schwefelkies, Alaunschiefer, wie an den ausgezeichneten Profilen zwischen Fister und Hjelmeland nördlich unserer Karte ersichtlich ist. Innerhalb des dargestellten Gebietes kommen die dunkeln Schiefer ebenfalls vielerorts vor,

[1] Siehe geol.-petrogr. Studien I, Ein kambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose, Vid.-Selsk. Skr. M.-N. Kl. 1912, No. 18.

Ein neues Vorkommen fossilführender Basalkonglomerate an der Basis der kambro-silurischen Phyllite wurde von mir im Sommer 1916 gefunden. Es sind dies Konglomerate in Begleitung von Kalksteinen am Nordabhange von Usteberget gegenüber der Station Ustaoset an der Bergensbahn. Das Vorkommen wird von mir an anderer Stelle ausführlich beschrieben werden.

zum Teil auch weit entfernt von der unteren Grenze der Phyllitabteilung, es handelt sich hier entweder um Aufquetschungen älterer Schichten in jüngere, oder um wiederholte Ablagerung dunkler Schiefer.

Die Hauptmasse der Phyllitabteilung wird von grauen oder grünlichgrauen Phylliten eingenommen; oft sind dieselben von Quarz-Streifen und Linsen erfüllt. Auch Schichten quarzitischer Sandsteine finden sich eingelagert in den grauen und grünlichgrauen Phylliten, so in der Gegend um die Stadt Stavanger. Eingelagerte Kalksteine innerhalb dieser Phyllite sind nicht häufig. Als Fundort sei erwähnt der Nordre Solholm, ein Inselchen östlich der Südspitze von Store Bokn im nordwestlichen Teile der Karte. Hier finden sich dünne Bänke von hellgrauem Kalk und Kalksandsteinen in oftmals wiederholter Wechsellagerung mit Phyllit und Phyllitsandsteinen.

Die Phyllite des Stavangergebietes gehören normalerweise zu den Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefern; in der Umgebung der jüngeren Intrusivmassen steigert sich jedoch die Metamorphose, es entstehen Granatphyllite, Glimmerschiefer und zum Schluß Injektionsgneise.

Die Mächtigkeit der Phyllitabteilung dürfte, nach den Aufschlüssen in der Gegend Barkenes—Aasvand (am Ostrande der Karte) zu schliessen, mindesten etwa 300 Meter betragen, eine Zahl die auch mit sonstigen Beobachtungen im südwestlichen Norwegen der Größenordnung nach übereinstimmt. Man darf wohl annehmen, daß die richtige Zahl zwischen 300 und 450 m. zu suchen ist.

b. Die Abteilung der grünen Schiefer.

In den tieferen Teilen des Boknfjord—Faltungsgrabens findet man eine zweite praekaledonische Schichtenreihe, welche über der Phyllitabteilung liegt. Nach dem Aussehen der herrschenden Gesteine innerhalb dieser Schichtenreihe habe ich die ganze Abteilung unter dem Namen der grünen Schiefer zusammengefaßt.

Die Abteilung der grünen Schiefer ist wohl oberordovicischen und silurischen Alters; sie ist unzweifelhaft jünger als die kambrisch-unterordovicischen Phyllite, dagegen älter als die kaledonische Faltung.

Die grünen Schiefer des Stavanger-Gebietes bilden die südliche Fortsetzung der großen Zone grüner krystalliner Schiefer, die sich längs einem großen Teil des westlichen Norwegens entlang zieht, nämlich von der Gegend um Stavenes (bei etwa 61° 30′), über die Sulen-Inseln, die Bergensbögen, die Inseln an der Mündung des Hardangerfjords und Karmöen, bis in das Gebiet unserer Karte, wo sie im Süden bis zur Insel Rot fortsetzen, vielleicht auch noch weiter. Im Gebiete unserer Karte wurden

sie bisjetzt erst von H. Reusch auf der Inselgruppe von Kvitingsö erkannt[1]. H Kaldhol hat diese Gesteine, die öfters sehr stark metamorph sind, durchwegs als »Granit und Gneis« kartiert[2], eine Auffassung, die auch auf der geologischen Übersichtskarte von Reusch wiedergegeben wird, allerdings unter Mitteilung von Zweifeln bezüglich der Gesteine von Finnö.

Die grünen Gesteine in nördlicheren Gebieten des westlichen Norwegens kennen wir besonders durch die bahnbrechenden Untersuchungen Reuschs[3], der darin Schiefer, Kalksteine, Sandsteine und Konglomerate silurischen Alters nachwies, ferner Effusivgesteine, Tuffe und Intrusivmassen meist basischer Eruptiva. Eine eingehende Untersuchung der hierher gehörigen Gesteine der Bergensbögen verdanken wir C. F. Kolderup[4]. Bezüglich der Altersbestimmung sei auf Kiærs Diskussion der westnorwegischen Silurfaunen hingewiesen[5]. Hiernach entspricht das Alter, soweit Fossilfunde vorliegen, teils der Etage 5 im Kristiania-Gebiet, teils entspricht es dem Llandovery, Etage 6 des Kristiania-Gebietes.

Im Gebiete unserer Karte sind bisjetzt keine Fossile in den grünen Schiefern gefunden (in den Kalksteinen dürften sie bei einiger Geduld wohl zu finden sein), jedoch ist die Übereinstimmung mit den oberordovicischen und silurischen Gesteinen weiter nördlich eine so große, sowohl was Gesteinsbeschaffenheit wie stratigraphische Position angeht, auch ist die räumliche Verknüpfung eine so nahe, daß wir dasselbe Alter für die grünen Schiefer des Stavanger-Gebietes annehmen dürfen.

Die unmittelbare Grenze zwischen der Abteilung der grünen Schiefer und der darunter liegenden Phyllitabteilung ist im Gebiete unserer Karte nur an wenigen Stellen aufgeschlossen, nämlich auf der Insel Rennesö, ferner den beiden Inseln Brimsö und Talgö östlich davon. Auch diese Lokalitäten sind jedoch insofern etwas zweifelhaft, als es bei ihnen keineswegs mit absoluter Sicherheit festgestellt werden konnte, ob die metamorphen Tongesteine unterhalb der grünen Schiefer wirklich der Phyllitabteilung angehören, oder nur eine Einlagerung in den grünen Schiefern bilden, wie solche anderwärts nicht selten sind.

[1] H. Reusch, Tekst til geologisk Oversigtskart over Sönd-hordland og Ryfylke, Norges geol Unders. Skr. No. 64, 1913.

[2] H. Kaldhol, Fjeldbygningen i den nordöstlige del av Ryfylke, Norges geol. Unders. Skr. No. 49 No. V, 1909.

[3] Bömmelöen og Karmöen, 1888, sowie mehrere kleinere Publikationen.

[4] C. F. Kolderup, Fjeldbygningen i ströket mellem Sörfjorden og Samnangerfjorden i Bergensfeltet, Bergens Museums Aarbok 1914–15 No. 8.

[5] J. Kiær, Das Obersilur im Kristianiagebiet, S. 513–515 (Vid. Selsk. Skr., M.-N. Kl. 1906, Bd. II).

An der allermeisten Stellen treten die Gesteine der Phyllitabteilung nicht in unmittelbare Berührung mit den grünen Schiefern, da gerade die Grenze beider Schichtreihen durch jüngere Intrusivgesteine eingenommen wird, welche diese stratigraphische Grenze als Intrusionsniveau bevorzugten.

Ich habe noch nicht versucht, eine nähere Einteilung der Schichtenfolge innerhalb der grünen Schiefer des Stavanger-Gebietes durchzuführen, obgleich diese Aufgabe bei einigem Zeitaufwand gewiß lösbar wäre und bedeutendes stratigraphisch-geologisches Interesse beanspruchen würde.

Die folgende Aufzählung der Gesteinstypen unserer Formation ist nur nach petrographischen Gesichtspunkten geordnet.

Sedimentgesteine.

Tonige Sedimente sind unter dem Ausgangsmaterial der grünen Schiefer unzweifelhaft vertreten. Wir finden ihre metamorphen Derivate in Form von Glimmerschiefern eingelagert in den andern Sedimenten der Abteilung. Oft besitzen sie eine nich unbedeutende Mächtigkeit, wie auf den Inseln Rennesö, Finnö und Talgö (die Insel am Nordrande der Karte). In Form dünner Schichten finden wir Einlagerungen von Glimmerschiefer fast allerorts, wo die Abteilung der grünen Schiefer überhaupt vorkommt.

Sandsteine sind unter dem Ausgangsmaterial der grünen Gesteine in unserem Gebiete offenbar nur spärlich vertreten. Wir finden ihre Spuren hier und da in Form dünner quarzitischer Einlagerungen.

Kalksteine finden sich mehrerorts in bedeutender Mächtigkeit, stets zu deutlich krystallinem Marmor metamorphosiert, meistens reich an silikatischen Verunreinigungen, wie Amphibol, Epidot, Biotit, Muskovit, Plagioklase. Folgende Vorkommen seien erwähnt. Eine große Mulde am Nordwestende von Rennesö, kleinere Vorkommen auf den Inseln Brimsö und Talgö, östlich von Rennesö, auch auf der kleinen Insel Ertensö nördlich von Rennesö. Hierher gehört wohl auch der von Injektionsgneis umgebene Kalkstein bei Haga auf der Tananger-Halbinsel nahe der Südwestecke der Karte.

Auch krystalline Dolomitgesteine finden sich innerhalb der grünen Schiefer, so im Gebiete unserer Karte das altbekannte Vorkommen von Dolomitmarmor auf der Insel Talgö am Nordrande der Karte. Ich halte es für nicht unwahrscheinlich, daß diese Dolomite metasomatisch aus Kalksteinen entstanden sind, unter Einwirkung magnesiumhaltiger Lösungen, deren Material den grünen Schiefern oder den basischen Eruptivgesteinen entstammte.

Konglomerate sind ebenfalls in dieser Schichtserie nachgewiesen. Hierher gehört ein ausgezeichnetes polymiktes Konglomerat auf der kleinen Insel Haasteinen, am Westrande der Karte, ferner wären einige Vorkommen stark metamorpher Konglomerate (Kvitingsö, Finnö) zu nennen, welche von H. Reusch[1] erwähnt werden.

Gesteine eruptiven Ursprungs.

Sehr charakteristisch für die Schichtenreihe der grünen Schiefer sind Einlagerungen von Eruptivgesteinen, welche durch ihre ausgesprochen grüne Farbe das ganze Aussehen der Abteilung bestimmen.

Die grünen Eruptivgesteine sind in ihrem jetzigen Zustande hochmetamorph, großenteils sind sie zu amphibolitischen Gesteinen metamorphosiert, unter vollständiger Verwischung ihrer ursprünglichen Struktur. Es ist deshalb in den meisten Fällen sehr schwer zu entscheiden, ob der betreffende Amphibolitkörper effusiven oder intrusiven Ursprungs ist.

Daß effusive Gesteine vertreten sind, ergibt sich einerseits aus dem häufigen Vorkommen tuffartiger Gesteine, welche in ihrem Mineralbestand und in ihrer chemischen Zusammensetzung zwischen den Amphiboliten und den Glimmerschiefern vermitteln, anderseits aus der Analogie mit den Komplexen grüner Effusivgesteine weiter nördlich an der norwegischen Westküste.

Eine Analyse eines wahrscheinlich effusiven Amphibolits habe ich schon bei früherer Gelegenheit veröffentlicht[2] Die Analyse, die durchaus basaltischen Chemismus zeigt, sei hier wiederholt, und zwar unter I. Die Analyse II zeigt die Zusammensetzung eines offenbar tuffhaltigen Glimmerschiefers von derselben Lokalität. Allerdings ist bei letzterer Analyse die Möglichkeit stofflicher Beeinflussung durch metasomatische Injektion nicht ausgeschlossen.

Das Gestein der Analyse I ist ein hell graugrüner, etwas stengliger Schiefer. Hauptbestandteile sind ein sehr heller bräunlichgrüner Amphibol, Klinozoisit und eine heller Oligoklaszwischenmasse. Ziemlich reichlich findet sich ein positiver Klinochlor, spärlich sind Biotitschuppen, Muskovit und gelbe Rutilkörner. In der farblosen Zwischenmasse kommt auch Quarz vor. Der Oligoklas (mit 20 % An.) zeigt schwachen normalen Zonenbau.

[1] Norges geol. Unders. Skr. No. 64, 1913, S. 7 u. 13—14.
[2] Geol.-petrogr. Studien IV, 1916, Eruptivgesteine, S. 15.

Das Gestein der Analyse II ist ein bräunlichgrüner, grober Schiefer. Bläulichgrüner Amphibol, Klinozoisit und Biotit sind in einer Grundmasse aus Oligoklas und viel Quarz eingebettet. Spärlicher finden sich poikilitisch durchlöcherte Prismen eines hell grünlichen Diopsids. Als Nebengemengteil findet sich Titanit. Ein einzelnes Zirkonkorn wurde in der Grundmasse beobachtet. Der Klinozoisit enthält mitunter unfrische Orthitkerne. Der Oligoklas (mit 20 % An.) zeigt schwachen normalen Zonenbau.

	I Amphibolit, Naversnes, Finnö O. Röer anal.	II Glimmerschiefer, reich an Amphibol und Klinozoisit, Naversnes, Finnö. O. Röer anal.
SiO_2	47.11	57.17
TiO_2	0.67	1.43
Al_2O_3	19.75	14.35
Fe_2O_3	2.30	2.28
FeO	4.59	6.28
MnO	0.08	0.10
MgO	7.73	3.90
CaO	11.67	6.88
BaO	0.00	Spur
Na_2O	2.80	3.80
K_2O	0.80	2.01
P_2O_5	0.10	0.27
CO_2	0.00	0.00
S	0.02	0.04
H_2O — 105° .	0.07	0.07
H_2O + 105° .	1.72	0.97
	99.41	99.45
Dichte $\frac{20^0}{4^0}$ =	3.060	2.881, bestimmt von E. Berner.

Da die niedrige Summe der Analysen auffällig erschien, wurde auch auf andere Bestandteile, als die hier aufgeführten geprüft. Es ergab sich, daß Ni, Co, Zn, Cu, Cl nicht nachweisbar sind, hingegen fanden sich nicht ganz unerhebliche Mengen von Fluor, die sicherlich für die zu niedrige Summe verantwortlich sind. Das Fluor dürfte im Amphibol und Biotit gebunden sein.

Die Analysen lassen sich auf folgenden Mineralbestand umrechnen:

I		II	
Quarz	1 %	Quarz	16 %
Oligoklas[1] . . .	25 »	Oligoklas[1] . . .	35 »
Klinozoisit . . .	26 »	Klinozoisit . . .	10 »
Muskovit . . .	3 »		
		Amphibol . . .	14 »
Amphibol . . .	29 »	Diopsid	2 »
Biotit	5 »	Biotit	20 »
Klinochlor . . .	11 »		
		Titanit	2 »
Rutil	0.4 »	Apatit	0.6 »
Apatit	0.2 »	Magnetkies . . .	0.1 »
Magnetkies . .	0.1 »		
	101. %		100. %

Effusive grüne Gesteine mit erhaltener Primärstruktur sind im Gebiete unserer geologischen Karte noch nicht in situ gefunden worden, wohl aber als Gerölle im Konglomerate von Karmö (Nordwestecke der Karte). Grüne Effusivgesteine sind hier die häufigsten Gerölle im Konglomerat.

Intrusive grüne Gesteine sind auf dem Inseln im Stavanger-Gebiete unzweifelhaft reichlich vertreten, doch ist es in den meistens Fällen natürlich nicht durchführbar unter den Amphiboliten eine Sonderung in Effusiv- und Intrusiv-Gesteine vorzunehmen. Leicht konstatierbar ist der intrusive Charakter bei grünen Gesteinen nur, wenn sie innerhalb der älteren Phyllitabteilung auftreten. Es ist dann meistens eine deutliche Gangform, meist als Lagergänge, erkennbar. Als Vorkommen sei z. B. das Inselchen Horge erwähnt.

Deutlicher Tiefengesteinscharakter zeigt sich bei den gabbroiden grünen Gesteinen der Insel Karmö (jetzt zu Saussurit-Uralit-Gabbro metamorphosiert). Mitunter sind die Saussuritgabbros hier so reich an Saussurit (nach Beobachtungen von J. Rekstad), daß ihr Ursprungsgestein dem Labradorfelse nahe gestanden haben muß[2].

Auch Serpentine sind unter den grünen Gesteinen vertreten; wir kennen die Vorkommen von Ertenstein (Rennesö) und Stiklevand (Karmö).

[1] $An_{30}Ab_{70}$.

[2] Es könnte dies auf Beziehungen zu Bergen-Jotun-Eruptiven hindeuten.

Die allgemeinen Kennzeichen der »grünen Gesteine« im kaledonischen Gebirge habe ich schon in einer früheren Publikation[1] besprochen, ebenso die Gründe, die für eine Einteilung in einzelne Gesteinsstämme maßgebend waren.

III. Die Sedimentgesteine auf Karmö.

Der südlichste Teil der Insel Karmö besteht großenteils aus klastischen, meist grobklastischen Sedimenten. Obgleich die Insel bereits außerhalb des eigentlichen Stavanger-Gebiets liegt, sei die Schichtenreihe von Karmö kurz erwähnt, da sie in die Nordwestecke unserer Karte hineinreicht.

Wir finden hier teils Konglomerate, teils einen eigentümlichen, sogenannten »Quarzaugengneis«, teils, in untergeordneter Verbreitung, typische Sandsteine. Die Konglomerate enthalten als herrschende Gerölle grüne Effusivgesteine, mitunter finden wir auch Gerölle von Quarzporphyriten; die Grundmasse des Konglomerats besteht herrschend aus Detritus der grünen Gesteine, vermischt mit Trondhjemitdetritus. Die Konglomerate sind mitunter ziemlich stark umgewandelt, doch scheint die Metamorphose hier überwiegend in einer hydrothermalen Diagenese der leichtzersetzlichen grünen Gesteine zu bestehen. Der »Quarzaugengneis« umfaßt teils unfrische Trondhjemite, teils besteht er aus deren Vergrusungsprodukten und Arkosen, mit Übergängen zu Sandsteinen und Konglomeraten. Es scheint sich um die Übergangszone zwischen dem anstehenden Trondhjemit, Vergrusungszonen in situ, Arkosen und deutlich geschichteten klastischen Sedimenten zu handeln. Makroskopisch lassen sich die drei ersteren Gesteinstypen fast nicht unterscheiden, sodaß ich dieselben auf der Karte vorläufig mit nur einer Bezeichnung dargestellt habe. Innerhalb des Gebiets unserer Karte dürften auf Karmö die anstehenden Trondhjemite wohl vorherrschen, weiter westlich deren Vergrusungsprodukte und Arkosen).

Über das Alter dieser Sedimentformation wissen wir folgendes. Sie ist offenbar jünger als die grünen Effusivgesteine, jünger auch als die Trondhjemite auf der Südhälfte von Karmö, doch kann der Altersunterschied gegenüber den Trondhjemiten kein sehr bedeutender sein, da anscheinend sedimentäre Facies des »Quarzaugengneises« stellenweise von Trondhjemit-Aplit-Gängen durchsetzt werden. Auch ist das Konglomerat stellenweise deutlich gepreßt, es ist durchwegs unter recht steilen Fallwinkeln aufgerichtet, ist also älter als die Beendigung der kaledonischen Bewegungen.

Danach könnte das Alter ein sehr jung silurisches oder devonisches sein, mir persönlich erscheint der Gedanke am wahrscheinlichsten, daß es

[1] Geol.-petrogr. Studien IV, Eruptivgesteine, 1916.

sich um jüngstes Obersilur, Downtonian, handelt, in Analogie mit den downtonischen Konglomeraten von Hitteren, doch möchte ich dieser Altersbestimmung wenig Gewicht beilegen. Die Geologie dieser Gesteinsgruppe ist auch ohne Bedeutung für diejenigen petrographischen Fragen, die uns im Folgenden beschäftigen werden.

IV. Kaledonische Eruptivgesteine.

Stamm der grünen Gesteine.

Die grünen Eruptivgesteine des Stavanger-Gebietes, einschließlich des Saussuritgabbros von Karmö, sind schon im vorigen Abschnitt kurz besprochen worden.

Opdalit-Trondhjemit-Stamm.

Eruptivgesteine des Opdalit-Trondhjemit-Stammes spielen im Stavanger-Gebiete eine bedeutende Rolle und interessieren uns hier besonders durch die Erscheinungen der Injektionsmetamorphose. Sie seien daher etwas ausführlicher beschrieben.

Bereits in einer früheren Publikation[1] habe ich das Vorkommen von Trondhjemit im Stavanger-Gebiete erwähnt und auch eine Analyse eines solchen Gesteins mitgeteilt. Ferner wies ich darauf hin, daß zum mindesten ein Teil der kaledonischen Granite im Stavanger-Gebiete mit den Trondhjemiten genetisch verknüpft sei. Ich habe damals schon zwei Analysen dieser granitischen Gesteine veröffentlicht.

Inzwischen habe ich Gelegenheit gehabt, ein bedeutend reichlicheres Material zu bearbeiten, auch ergänzende geologische Beobachtungen durch Berner und Rekstad kamen hinzu, sodaß ich mich jetzt mit größerer Bestimmtheit in manchen der hierher gehörigen Fragen äußern kann.

Der Opdalit-Trondhjemit-Stamm ist im Stavanger-Gebiete nicht nur durch saure Gesteine wie die Trondhjemite und Granite vertreten, sondern auch durch einige noritische und dioritische Gesteinsmassen.

a. Basische Gesteine des Opdalit-Trondhjemit-Stammes.

Quarz-Biotit-Norite.

Auf mehreren der Inseln im Stavanger-Gebiete findet man kleine Intrusivmassen pyroxenreicher gabbroider Gesteine. Diese sind einerseits unzweifelhaft jünger als die Phyllitabteilung, anderseits älter als die sauren Trondhjemite und Granite. Nach diesem Altersverhältnis könnte es sich entweder um Intrusivmassen vom Stamme der grünen Gesteine oder um

[1] Geol.-petrogr. Studien IV, 1916, Eruptivgesteine S. 85 u. 101, siehe auch 115.

Bergen-Jotun-Gesteine, oder aber um älteste basische Glieder des Opdalit-Trondhjemit-Stammes handeln. Die Möglichkeit, daß hier basische Bergen-Jotun-Gesteine vorliegen, kann als ausgeschlossen gelten, denn einerseits ist der Bergen-Jotun-Stamm in unserm Gebiete durch kein anderes Gestein sicher vertreten, zweitens zeigen die fraglichen gabbroiden Gesteine keinerlei Ähnlichkeit mit gabbroiden Bergen-Jotun-Gesteinen. Schwieriger ist die Entscheidung, ob es sich um den Stamm der grünen Gesteine oder den Opdalit-Trondhjemit-Stamm handelt. Es scheint mir, daß letzteres wahrscheinlicher ist, denn einerseits sind diese Gesteine weit weniger metamorph (und auch nur lokal metamorph) als die entsprechenden Intrusiva grüner Gesteine im unserm Gebiete, anderseits schliessen sie sich in petrographischer Beziehung eng an die Opdalit-Trondhjemit-Eruptive an.

Es handelt sich um Quarz-Biotit-Norite, meist von ziemlich geringer Korngröße (ca. 2 mm.), mit folgenden primären Gemengteilen: Hauptmengteile sind Plagioklas, Pyroxene (diopsidischer Augit und Hypersthen), Biotit; Nebengemengteile sind Quarz, Erze, Apatit.

Der Plagioklas zeigt im Dünnschliffe leistenförmige Durchschnitte mit ausgesprochenem Zonenbau (Kern meist um 56 % An., Hülle sinkend bis 26 % An.). Mitunter beobachtet man zwei Generationen von Plagioklas, die kleineren Plagioklase zweiter Generation besitzen anorthitärmere Kerne als die oben beschriebenen.

Die Pyroxene sind in den frischesten Gesteinsproben durch einen sehr hell grünlichen diopsidischen Augit und einen fast farblosen rhombischen Pyroxen vertreten. Letzterer zeigt nur ganz blaß den Pleochroismus in grünlichen und rötlichen Tönen, daß es sich aber nicht um Enstatit, sondern um ein eisenreiches Glied der Reihe handelt, ergibt sich aus dem Axenwinkel (2V schätzungsweise 60° um die Mittellinie *a*). Nur selten und in wenig charakteristischer Weise findet man Interpositionen von braunem Ilmenit in den Pyroxenen.

Sehr häufig sind die Pyroxene teilweise oder ganz in sekundäre Amphibole von bräunlichgrüner oder hellgrüner Farbe umgewandelt.

Andeutungen von Krystallbegrenzung zeigen sich nur mitunter in der Prismenzone. In der Regel bilden die Pyroxene unregelmäßig begrenzte Körner, oft poikilitisch durchlöchert von Einschlüssen älterer Plagioklase und Biotite.

Der Biotit ist eines der wichtigsten Minerale, seine Menge beträgt schätzungsweise etwa die Hälfte der gesamten Pyroxenmenge. Er ist von schön violetbrauner Farbe, seine Individuen bilden meistens dicke Tafeln, deren unregelmäßige äußere Begrenzung durch die Konturen der angrenzenden älteren Plagioklase bestimmt wird.

Die Menge der Nebengemengteile Quarz, Erze und Apatit ist ganz untergeordnet, mit Ausnahme des Quarzes, der mitunter eine Art Füllmasse in Ecken zwischen den Hauptgemengteilen bildet. Als Seltenheit finden sich kleine Körner von Zirkon oder einem verwandten Minerale eingeschlossen im Biotit.

Als Sekundärbildung in manchen Facies ist hellroter Granat in reichlicher Menge entstanden.

Fundorte dieser gabbroiden Gesteine sind:

Skareberget auf der Insel Aamö[1], hier mit schön aufgeschlossener lakkolitischer Unterseite an Phyllit grenzend. Die Anhöhen östlich und nördlich vom Kloster Utstein auf der Insel gleichen Namens (Berner und Rekstad 1916); dieser Norit ist randlich an der Grenze gegen jüngere saure Gesteine in amphibolitische Facies umgewandelt. Ferner südöstlich dieses Vorkommens auch auf der Insel Mosterö, bei Finnesand (Berner und Rekstad 1916). Vielleicht gehört hierher auch eine kleinere Masse gabbroiden Gesteins auf dem Inselchen Varöen, westlich von Finnö.

Von dem frischesten Material ließ ich eine Analyse ausführen. Ich wählte dazu ein Handstück vom südlichen Teil der Anhöhe nördlich des Klosters Utstein.

	Quarz-Biotit-Norit, Anhöhe nördlich des Klosters Utstein, A. Rödland anal.
SiO_2	52.39
TiO_2	1.55
Al_2O_3	12.78
Fe_2O_3	2.82
FeO	8.66
MnO	0.18
MgO	7.47
CaO	9.61
BaO	0.04
Na_2O	2.34
K_2O	1.36
P_2O_5	0.29
CO_2	0.05
S	0.03
$H_2O - 105^0$	0.04
$H_2O + 105^0$	0.36
	99.97

Dazu noch Spur SrO, sowie 0.01 ZrO_2

Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.931$, bestimmt von A. Rödland.

[1] Auf des Verf. Übersichtskarte 1916 vorläufig mit der Farbe gabbroider Intrusiva vom Stamme der grünen Gesteine bezeichnet.

Dieser Analyse entspricht folgender Mineralbestand:

Quarz	6 %
Plagioklas ($An_{45}Ab_{55}$)	35 »
Biotit	16 »
Diopsidischer Augit	22 »
Hypersthen	11 »
Sekundäre Hornblende	7 »
Ilmenit u. Magnetit	2 »
Apatit	0.8 »
Magnetkies	0.1 »
Kalkspat	0.1 »
	100. %

b. Intermediäre Gesteine des Opdalit-Trondhjemit-Stammes.

Diorite.

Im Stavanger-Gebiete finden sich intermediäre Tiefengesteine des Stammes durch eine Eruptivgesteinsmasse vertreten, welche in dem Hügel Malletuen, an der Westseite der Stavanger-Halbinsel, ansteht. In der früheren Literatur über das Stavanger-Gebiet ist das Eruptivgestein von Malletuen, wegen des Vorherrschens quarzreicher Facies, als Granit bezeichnet, auf meiner Übersichtskarte von 1916 ist es auch vorläufig mit der Bezeichnung für Granit eingetragen.

Aber bereits ein Handstück, welches im Winter 1915/16 auf meine Veranlassung von E. Berner geschlagen wurde, zeigte, daß in Wirklichkeit ein dioritisches Gestein vorlag, indem als Feldspat ausschließlich ein Plagioklas der Andesinreihe auftrat. Auf meine Veranlassung wurde daraufhin in Sommer 1916 ein bedeutendes Material der Malletuen-Gesteine durch Berner und Rekstad gesammelt. Schon die geologische Feldaufnahme ergab, daß Gesteine von dioritischem Habitus überwiegen, während granitähnliche (trondhjemitische) helle saure Gesteine in Form langer Nord-Süd-laufender Schlierenzüge auftreten, besonders in dem westlichen Teile der Eruptivmasse.

Eine mikroskopische Untersuchung des gesamten Materials zeigte, daß die Gesteine von Malletuen eine Reihe verschiedener Typen umfassen. Am basischen Endpunkt dieser Reihe stehen relativ Quarz-ärmere Quarz-Hypersthen-Glimmer-Diorite, oft Hornblende-führend, und durch alle Übergänge verbunden mit entsprechenden Hornblende-Glimmer-Dioriten.

Von diesen Gesteinen führt eine ganze Übergangsreihe, mit Abnahme von Hypersthen und Hornblende, Zunahme von Glimmer (und gleichzeitig Quarz) zu Quarz-Glimmer-Dioriten, von hier aus, unter Abnahme des Gehalts an Glimmer, Zunahme des Quarzgehalts zu typischen leukokraten Trondhjemiten, wobei gleichzeitig der Plagioklas ärmer an Anorthit wird. Kalifeldspat scheint den Eruptivgesteinen von Malletuen gänzlich zu fehlen.

Wir haben hier somit ein Beispiel einer Differentiationsreihe innerhalb derselben Eruptivmasse, deren einzelne Glieder sich im Rahmen des Opdalit-Trondhjemit-Stammes halten. Ein recht auffallender Zug bei den Eruptivgesteinen von Malletuen ist das fast vollständige Fehlen von Zonarstruktur bei den Plagioklasen, eine Eigentümlichkeit, die wir sonst nicht bei den Opdalit-Trondhjemit-Gesteinen beobachten.

In den basischeren Gliedern der Malletuen-Gesteinsreihe finden wir Plagioklas mit etwa 38—43 % An., so auch in dem Gestein der weiter unten angeführten Analyse I, ohne merkbare Zonarstruktur; in den saureren Gliedern der Reihe sinkt der Anorthitgehalt allmälich, bis er in den Trondhjemit-Endgliedern etwa 30 % beträgt. In den saureren Gesteinen der Reihe finden wir mitunter schwachen Zonenbau, mit wenigen Prozenten Unterschied im Anorthitgehalt des Kerns und der Hülle, dieser Zonenbau ist meist normal, mitunter (in gepressten Facies) aber invers.

Die braungrünen Hornblenden der Malletuen-Diorite sind wenn überhaupt, so wohl nur zum kleineren Teile streng primär, sie dürften vielfach auf Kosten eines monoklinen Pyroxens entstanden sein, wie dies in den Dioriten des Opdalit-Trondhjemit-Stammes die Regel ist.

Um die chemische Variation der Malletuen-Gesteine kennen zu lernen, ließ ich zwei Analysen ausführen, diese sind auf S. 20 angeführt. Die erste Analyse entspricht einem Quarz- und Hornblende-führenden, relativ Biotit-armen Hypersthen-Glimmer-Diorit, dem basischen Endgliede der Malletuen-Reihe, die zweite Analyse entspricht einem, schwach parallelstruierten, Trondhjemit, einem sauren Gliede desselben Vorkommens.

In Analyse II dürfte die Kalibestimmung etwas zu niedrig ausgefallen sein, die Tonerdebestimmung hingegen zu hoch.

Dioritartige Gesteinstypen finden sich außer in der Malletuen-Masse auch anderwärts im Stavanger-Gebiete, so beobachtet man dioritartige Plagioklas-Hornblende-Gesteine an mehreren Orten an der Grenze zwischen Trondhjemiten und grünen Schiefern, doch dürfte es sich um hybride Gesteine injektionsmetamorpher Entstehung handeln, zumal ihnen die typische Erstarrungsgesteins-Struktur fehlt, sehr im Gegensatze zu den Gesteinen von Malletuen.

	I Hypersthen-Glimmer-Diorit, südwestlicher Teil von Malletuen, unter dem »M« der Karte. A. Rödland anal.	II Trondhjemit, Malletuen, östlich von Sandnes. A. Rödland anal.
SiO_2	57.29	67.67
TiO_2	0.84	0.28
Al_2O_3	17.99	16.87
Fe_2O_3	2.50	2.22
FeO	5.33	2.18
MnO	0.10	0.06
MgO	3.10	1.09
CaO	7.43	4.42
BaO	—	Spur
Na_2O	3.28	4.18
K_2O	0.70	0.57
P_2O_5	0.26	0.15
CO_2	0.08	0.07
H_2O — 105°	0.06	Spur
H_2O + 105°	0.38	0.29
	99.34	100.05[1]
Dichte $\frac{20^0}{4^0}$	2.807	2.702, bestimmt von A. Rödland.

Die Analysen lassen sich in erster Annäherung auf etwa folgenden Mineralbestand umrechnen:

I			II		
Quarz	15	%	Quarz	32	%
Plagioklas ($An_{40}Ab_{60}$)	50	»	Plagioklas ($An_{35}Ab_{65}$)	55	»
Hypersthen	5	»	Biotit	8	»
Hornblende	20	»			
Biotit	8	»	Magnetit	2	»
			Apatit	0.2	»
Ilmenit u. Magnetit	2	»	Kalkspat	0.2	»
Apatit	0.2	»			
Kalkspat	0.2	»			
	100.	%		97.	%

[1] Incl. Spur Sr O.

c. Saure Intrusivgesteine des Opdalit-Trondhjemit-Stammes.

Die sauren Intrusivgesteine des Stammes im Stavanger-Gebiete sind:

1. Trondhjemit und dessen porphyritische, aplitische und pegmatitische Ausbildungsformen.

2. Granitoide Gesteine der Reihe Trondhjemit-Granit, also adamellitische Typen, entsprechend BRÖGGERS Nomenklatur.

3. Granit und dessen porphyrische, aplitische und pegmatitische Ausbildungsformen.

4. Magmatische Quarzmassen.

Auf unserer geologischen Karte sind die drei ersten Gesteinsgruppen sämtlich mit derselben Farbe bezeichnet, da es nur durch eine äußerst eingehende Detaillarbeit möglich wäre, die drei Gruppen gesondert darzustellen. Zwar finden sich unter den einzelnen Intrusivmassen auch solche verhältnismäßig einheitlicher Zusammensetzung, aber in vielen Fällen beobachtet man einen schnellen Wechsel der drei Typen, die sich meist nur durch mikroskopische Untersuchung von einander unterscheiden lassen, und die durch alle Übergänge verknüpft sind. Eine eingehende Kartierung wäre zwar durchaus im Bereiche der Möglichkeiten, mußte aber auf später verschoben werden, da es zunächst galt, die Erscheinungen der Regionalmetamorphose und insbesonders diejenigen der Injektionsmetamorphose zu studieren.

Die folgende Aufzählung der Einzelvorkommen mag als Material zu einer späteren genaueren Bearbeitung dienen.

Folgende Vorkommen sind ausschließlich oder ganz überwiegend dem Trondhjemit angehörig:

Die Tiefengesteine der Insel Karmö, soweit sie in das Gebiet unserer Karte fallen (sie auch S. 14).

Die große Tiefengesteinsmasse an der Nordostecke der Insel Rennesö.

Die plattenförmige Intrusivmasse auf der Insel Heng (porphyritischer Trondhjemit).

Die sauren Anteile der überwiegend dioritischen Tiefengesteinsmasse von Malletuen.

Folgende Vorkommen bestehen teils aus Trondhjemit, teils aus kalireicheren granitoiden Gesteinen, doch mit unbedingtem Vorherrschen trondhjemitischer Typen:

Die Intrusivgesteine der Insel Fogn.

Die großen Platten von Eruptivgesteinen im Kirchspiel Strand auf der Halbinsel zwischen dem Aardalsfjord und dem Idsöfjord (teilweise stark mylonitisiert).

Sehr stark ist die Beteiligung trondhjemitischer Gesteine auch unter den Eruptiven der Insel Ombö, soweit dieselben in das Gebiet unserer Karte fallen.

Adamellitische Typen sind beispielweise auf der Insel Halsne vertreten.

Ungefähr gleich starke Vertretung trondhjemitischer und granitischer Typen finden wir in der Gruppe von Eruptivmassen, welche sich vom Byrefjeld (Utstein) über die Inseln Fjölö, Mosterö, Askö nach Rosholmen hinzieht, und die wir weiter südlich auf den Inseln Sokn, Bru, Line, Aamö und Kjeö wiederfinden.

Unbedingte Vorherrschaft granitischer Typen finden wir auf der Stavanger-Halbinsel zwischen Vistnes und dem Stokkevand, ferner auf der Tananger-Halbinsel.

Im Großen und Ganzen darf man demnach den Trondhjemit als das herrschende Gestein under den sauren Intrusivmassen im Stavanger-Gebiete bezeichnen.

1. Trondhjemite.

Die Trondhjemite des Stavanger-Gebietes sind, wie die Trondhjemite des kaledonischen Gebirges überhaupt[1], saure Tiefengesteine, deren herrschendes Mineral ein saurer Plagioklas der Oligoklasreihe bis Andesinreihe ist, nebem welchem Quarz in reichlicher Menge vorhanden ist, wozu sich als stets untergeordneter dunkler Gemengteil Biotit gesellt, viel seltener und in geringerer Menge auch etwas Amphibol.

Kalifeldspat kann gänzlich fehlen, findet sich aber öfters in untergeordneter Menge, besonders als jüngster Feldspat in den Zwickeln zwischen den übrigen Gemengteilen.

Die Trondhjemite des Stavanger-Gebietes besitzen in der Regel nicht den ausgesprochenen Zonenbau der Plagioklase mit vielen Rekurrenzen, wie er den Trondhjemitfeldspaten sonst zu eigen ist[2].

Wir finden im Stavanger-Gebiete meist nur einen geringen Unterschied in der Zusammensetzung von Kern und Hülle, entsprechend der normalen Zonenfolge in Eruptivgesteinen. Mitunter treten auch sekundäre Mäntel reinen Albits auf.

Sehr bemerkenswert ist es, daß die Trondhjemite des Stavanger-Gebietes fast immer einen primären Muskovitgehalt aufweisen. Der Muskovit ist nicht etwa sekundär durch Hydrothermalumwandlung oder andere Metamorphose auf Kosten von bereits krystallisierten Feldspaten gebildet, sondern ist zwei-

[1] Geol.-petrogr. Studien IV. Eruptivgesteine, worin die Trondhjemite definiert und an zahlreichen Beispielen beschrieben werden.

[2] Vergl. ebenda. S. 77—78.

fellos primär, indem er gegen die äußeren Hüllen der Gesteinsplagioklase idiomorphe Begrenzung aufweist. Er ist somit bald nach den Plagioklaskernen auskrystallisiert, ehe noch die Krystallisation der Plagioklashüllen abgeschlossen war.

Ähnliches finden wir auch bei den Graniten des Stavanger-Gebietes, ein Zeichen für einen nicht unbedeutenden Wassergehalt der sauren Magmen in diesem Gebiete. Wir werden in einem späteren Kapitel auf diesen Punkt zurückkommen.

Ein Gemengteil, welcher in den Trondhjemiten des Stavanger-Gebietes nicht selten angetroffen wird, ist ein hellroter Granat der Almandin-Reihe, den man besonders mit Biotit vergesellschaftet, in der Nähe der Glimmerschiefergrenzen antrifft, und der sein Material vielleicht den Schiefern verdankt.

In ähnlicher Weise kann Amphibol auftreten, besonders an der Grenze gegen die grünen Schiefer.

Die Trondhjemite des Stavanger-Gebietes zeigen teils eine ruhige mittelkörnige Tiefengesteinsstruktur, wie manche Trondhjemitproben aus der Diorit-Trondhjemit-Masse von Malletuen, teils eine mehr feinkörnige, an Aplit erinnernde Struktur, wie der Trondhjemit an der Nordostecke der Insel Rennesö, teils einen ausgeprägt porphyritischen Habitus, wie der Trondhjemit der Insel Heng.

Wieder andere Trondhjemite zeigen einen an Gneise erinnernden Wechsel biotitreicherer und biotitärmerer Striemen und Linsen, wie der Trondhjemit des Gipfels Mastravarde auf der Insel Mosterö.

In solchen Gesteinen zeigen die dunkleren Streifen gern Strukturzüge in der Anordnung von Biotit und Quarzmosaik, die an Glimmerschieferderivate denken läßt, hierzu kommt noch das Auftreten von Granat und offenbar primärem Klinozoisit in denselben Streifen. Auch ein Teil des Muskovits gehört zur gleichen Assoziation.

Manche, in ihrer Zusammensetzung trondhjemitähnliche Gesteine, die als Lagen im Injektionsgneis auftreten, besitzen ein Strukturbild, das nur wenige typische Merkmale der Erstarrungstruktur aufweist, sondern mehr an Injektionsgesteine erinnert, indem augenförmige Plagioklase als eine Art von Porphyroblasten in einer wellig-striemigen Masse aus Biotit, Muskovit und Quarzmosaik liegen. Hierher gehört beispielweise ein Gestein, das fußdicke helle Lagen im Injektionsgneis der Insel Line bildet. Ich habe die Analyse weiter unten neben den Analysen typischer Trondhjemite gebracht, um die nahe stoffliche Übereinstimmung zu zeigen. Eine nähere Beschreibung des Gesteins wird in einem späteren Kapitel gegeben werden.

Manche Facies der Trondhjemite zeigen, bei relativ reichlichem Hinzutreten von Granat und Amphibol, einen Granulit-ähnlichen Habitus, wie zum Beispiel Lagergänge an der Unterseite der großen Intrusivplatte der Insel Mosterö.

Aplitische und pegmatitische Gänge trondhjemitischer Zusammensetzung sind im Stavanger-Gebiete nicht selten.

Zu der hier beschriebenen Mannigfaltigkeit, welche die Trondhjemite in struktureller Beziehung aufweisen, kommt noch eine weitere, indem häufig noch protoklastische und kataklastische Zertrümmerungen sich im Strukturbild bemerkbar machen. Kataklastische Erscheinungen können besonders an der Untergrenze der plattenförmigen Eruptivgesteinsmassen auf der Halbinsel zwischen Aardalsfjord und Idsöfjord studiert werden. Die Zertrümmerung steigert sich oft bis zur Ausbildung typischer Mylonite. Auch Lagergänge von Trondhjemitapliten und Trondhjemitporphyriten können

Trondhjemit-Gesteine des Stavanger-Gebietes:

	I Basischer Trondhjemit, Malletuen (siehe S. 20). A. Rôdland anal.	II Gneisartiger Trondhjemit, Mastravarde. O. Röer anal.	III Trondhjemit-ähnliches Gestein, Line, Lage im Injektionsgneis. O. Röer anal.
SiO_2	67.67	70.30	71 58
TiO_2	0.28	0.35	0.22
Al_2O_3	16.87	15.36	15.24
Fe_2O_3	2.22	0 56	0.72
FeO	2.18	2.37	1.26
MnO	0.06	0.04	0.03
MgO	1.09	1.03	0.63
CaO	4.42	3.52	3.34
BaO	Spur	Spur	0.05
Na_2O	4.18	4.30	4.30
K_2O	0.57	1.45	1.64
P_2O_5	0.15	0.12	0.05
CO_2	0.07	0.13	0.25
S	—	0 03	0.03
$H_2O - 105^0$	Spur	0.05	0.11
$H_2O + 105^0$	0.29	0.79	0.72
	100.05	100.40	100.17
Dichte $\frac{20^0}{4^0}$	2.702	2.711 [1]	2 720 [1]

[1] Bestimmt von E. Berner.

Mylonitisierungserscheinungen aufweisen, wie zum Beispiel eine Reihe von Lagergängen auf der Insel Randö, die zu quarzitähnlichen dünnplattigen Mylonitschiefern ausgewalzt sind.

Mitunter beobachtet man an den Trondhjemiten des Stavanger-Gebietes sekundäre chemische Umwandlungserscheinungen, so fand ich in einem porphyritischen Trondhjemit von der Insel Heng deutlichen Schachbrettalbit, offenbar gebildet auf Kosten von Kalifeldspat.

Die chemische Zusammensetzung der Trondhjemit-Gesteine im Stavanger-Gebiete mag durch die Analysen auf S. 24 veranschaulicht werden, wovon eine, die des gneisartigen Trondhjemits vom Berge Mastravarde, bereits früher von mir veröffentlicht worden ist.

Für den Trondhjemit von Mastravarde läßt sich folgender Mineralbestand berechnen, wobei für den Biotit eine Zusammensetzung gleich dem des Biotits aus Adamello-Tonalit (Weyberg, Osanns Tabellen, III, 2. S. 323. No. 22) angenommen ist, für den Klinozoisit eine Zusammensetzung gleich dem von Phippsburg, Maine (Hillebrand, U S. A. Geol. Survey Bull. 419, S. 272), und für den Granat eine Zusammensetzung entsprechend einer unveröffentlichten Analyse eines Granats aus Trondhjemit-Granulit, Klemetsaunet bei Trondhjem [1].

Quarz	34.4	%
Oligoklas ($An_{20}Ab_{80}$)	44.	»
Klinozoisit	5.	»
Muskovit	5.	»
Biotit	10.	»
Granat (kalkhaltiger Almandin)	1.	»
Apatit	0.29	»
Pyrit	0.06	»
Kalkspat	0.30	»
	100.	%

Dies entspricht völlig dem tatsächlich beobachteten Mineralbestande. Hierzu kämen noch Spuren von Titanit und Zirkon.

Eine analoge Berechnung des Trondhjemits von Malletuen ist bereits auf S. 20 angeführt.

[1] Ausgeführt für meine Geol.-petrogr. Studien von Herrn C. H. Mowinckel, entsprechend ca. 38 % SiO_2, 22 Al_2O_3, 27 FeO, 3 MnO, 3 MgO, 6 CaO.

2. Adamellite.

Als Adamellite bezeichnet W. C. Brögger solche saure Tiefengesteine, in welchen Alkalifeldspat und Plagioklas ungefähr gleich stark vertreten sind. Gesteine dieser Art finden sich auch im Stavanger-Gebiete, wo sie gewissermaßen ein vermittelndes Bindeglied zwischen den Trondhjemiten und den Graniten bilden.

Hierher gehört zum Beispiel das schöne grobkörnige granitische Gestein der Insel Halsne, von dem ich ein Handstück am Ufer WNW des Inselchens Guldholmen untersucht habe.

Das Gestein besteht aus großen (1—2 cm.) Feldspaten, bräunlichem oder bläulichem Quarz, Biotit, Amphibol, samt Klinozoisit, Granat, Eisenerzen, Apatit, Leukoxen und etwas Orthit.

Die Feldspate sind teils Plagioklas, teils Kalifeldspat. Der Plagioklas ist stark saussuritisiert, enthält daher jetzt nur etwa 5 % An., ursprünglich hat er der Oligoklas- oder Andesin-Reihe angehört. Der Kalifeldspat, ursprünglich als Mikroperthit ausgebildet, ist großenteils zu Mikroklin umgewandelt, unter gleichzeitiger Aufzehrung der Albitspindeln. Zwischen den großen Feldspaten und Quarzen bilden kleine Körner derselben Minerale zusammen mit den dunkeln Gemengteilen eine Art Grundmasse.

Die dunkeln Gemengteile sind Biotit, Amphibol, Granat und Erze, dazu treten noch Apatit, Leukoxen, Orthit, wie schon oben erwähnt. Außer dem im Plagioklas eingelagerten saussuritischen Klinozoisit finden sich größere Individuen desselben Minerals klumpenweise assoziiert mit den dunkeln Mineralen des Gesteins.

Der Amphibol gehört zu einer eigentümlichen, sehr dunkel blaugrünen Varietät, die sonst nicht in den Tiefengesteinen des Stavanger-Gebietes aufzutreten pflegt, wohl aber in metamorphen grünen Schiefern, die auch das Dach der Intrusivmasse von Halsne bilden[1]. Es läge vielleicht die Möglichkeit stofflicher Beeinflussung des Intrusivgesteins von seiten des älteren Nebengesteins vor, indem Amphibol, Granat, sowie teilweise Biotit und Klinozoisit den grünen Schiefern entstammen könnten. Die folgende Analyse darf daher vielleicht nicht als Beispiel eines Gesteins rein magmatischer Entstehung betrachtet werden. Der Fall ist aber keineswegs so klar, daß wir uns mit Bestimmtheit über stoffliche Beeinflussung und deren eventuellen Umfang äußern können.

[1] Der Amphibol zeigt folgende optische Eigenschaften:
$2V$ ca. 60^0, negativ; α hellgrünlichgelb, β dunkel braungrün, γ sehr intensiv grünblau, $c : \gamma = 12^0$.

Das Gestein zeigt übrigens, wie nebenbei bemerkt sei, deutliche kataklastische Zertrümmerungserscheinungen.

	Adamellit, Halsne, O. Köer anal.
SiO_2	67.58
TiO_2	0.74
Al_2O_3	14.05
Fe_2O_3	1.20
FeO	4.41
MnO	0.10
MgO	0.59
CaO	3.04
BaO	0.20
Na_2O	3.43
K_2O	3.76
P_2O_5	0.31
CO_2	0.12
S	0.05
$H_2O - 105^0$	0.08
$H_2O + 105^0$	0.50
	100.16

Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.755$, bestimmt von E. Berner.

Der Mineralbestand läßt sich aus der Analyse berechnen unter der Annahme, daß der Granat ein Almandin ohne Magnesia ist, sowie unter Annahme eines Amphibols, der sehr reich an Eisenoxydul ist, was auch mit dem optischen Befund übereinstimmt.

Man erhält folgende Zahlen:

Quarz	25.	%
Kalifeldspat	20.	»
Celsian (im Kalifeldspat)	0.5	»
Albit (An_5Ab_{95})	30.	»
Klinozoisit	5.	»
Biotit	5.	»
Granat	4.	»
Amphibol	7.	»
Titanit (Leukoxen)	1.	»
Ilmenit	0.2	

Magnetit	1. »
Apatit	0.76 »
Pyrit	0.10 »
Kalkspat	0.27 »
	100. %

Dies stimmt vollständig mit dem mikroskopischen Befund.

3. Granite.

Unter den sauren Intrusivgesteinen des Stavanger-Gebietes sind solche granitischer Zusammensetzung recht verbreitet. Verhältnismäßig häufig finden wir sie als dicke oder dünne Lagergänge in den Injektionsgneisen, sowie als durchsetzende Gangmassen.

Die Granite des Stavanger-Gebietes sind meistens relativ feinkörnig, durch alle Übergänge mit aplitischen oder schwach porphyrischen Gesteinstypen verknüpft. Nicht selten findet man auch pegmatitische Gangmassen granitischer Zusammensetzung, teils in durchschneidender Lagerungsform, teils als konkordante Bänke und Linsen den Injektionsgneisen eingeschaltet.

Zwei Analysen granitischer Gesteine aus dem Stavanger-Gebiete habe ich bereits in der vorigen Publikation dieser Reihe[1] veröffentlicht. Damals erschien mir die Zugehörigkeit dieser Granite zum Opdalit-Trondhjemit-Stamme noch nicht ganz sichergestellt. Die inzwischen durchgeführte systematische Bearbeitung des ganzen Materials der Stavangergesteine hat jedoch mit Sicherheit ergeben, daß auch die kaledonischen Granite des Stavanger-Gebietes zum Opdalit-Trondhjemit-Stamme gehören müssen. So ergab ein näheres Studium des Aplitgranites von Naversnes, Finnö, daß die Verzweigungen und Apophysen ein und desselben Ganges teils als Granitaplite, teils als Trondhjemitaplite entwickelt sind.

Ein Zweifel bezüglich der Stammeszugehörigkeit könnte nur für die Granite und Gneisgranite der Tanangerhalbinsel im Südwesten der Karte geäußert werden, da diese nirgends direkt an zweifellos kambrosilurische Gesteine angrenzen. Die breite Kontaktzone in den Phylliten der Strecke Reveim-Vistevigen deutet aber bestimmt darauf, daß nicht nur die kleinen Intrusionen an der Ostseite des Hafsfjord, sondern auch die großen Granitmassen der Tanangerhalbinsel jünger als die Phyllitabteilung sind. Eine sichere Entscheidung dieser Frage ließe sich aber nur durch Untersuchungen südlich des Kartenblattes Stavanger erbringen.

[1] Geol.-petrogr. Studien IV, Eruptivgesteine, S. 114—116.

Anderseits liegt auch die Möglichkeit vor, daß unter den granitischen Gesteinen von Bokn, im nordwestlichen Teil unseres Gebietes, jüngere Granite vertreten sein mögen, nicht nur praekambrische. Jüngere Granite müssen jedenfalls nahe dieser Gegend intrudiert sein, da die Phyllite von Roveskjærene, östlich von Lille Bokn, deutliche Kontakterscheinungen aufweisen, ebenso manche Phyllite an der Südostecke von Bokn.

Der Mineralbestand der Granite im Stavanger-Gebiete ist durchwegs der folgende:

Hauptbestandteile sind Alkalifeldspate und Quarz, untergeordnet findet sich Biotit und in vielen Fällen, besonders in den dünneren Intrusivmassen, ein offenbar recht frühzeitig entstandener Muskovit.

Nebengemengteile sind Magnetit, Ilmenit (meist leukoxenisiert) und Titanit, ferner finden sich Apatit und Zirkon, nicht selten auch kleine Körner eines Granats der Almandinreihe, Orthit, sowie Kiese.

Die Granite enthalten zweierlei Feldspat. Der eine ist primär ein gewöhnlicher Mikroperthit mit Albitspindeln, der bei kataklastischer Beanspruchung in einen grob gegitterten Mikroklin ohne Albitspindeln übergeht. Der andere ist ein Plagioklas der Albitreihe mit sehr geringem Anorthitgehalt. Öfters enthält dieser Plagioklas kleine schartkantige Krystalle von Klinozoisit, die von einer ursprünglich etwas stärkeren Beteiligung des Anorthitsilikats herrühren, doch kann dessen Menge keinesfalls bedeutend gewesen sein, da die Menge des Klinozoisits stets gering ist. Gar nicht selten ist ein Teil des Kalifeldspats von Myrmekit verdrängt.

In den dünneren Injektionslagen finden wir häufig kleine Mengen anscheinend primären Kalkspats, offenbar ein Anzeichen dafür, daß die Bildung dieser Gesteine bei nicht sehr hohen Temperaturen stattgefunden hat, verglichen mit der Erstarrungstemperatur gewöhnlicher Granite.

Die Zusammensetzung der granitischen Intrusivgesteine im Stavanger-Gebiete ist aus folgenden zwei Analysen ersichtlich.

Die erste Analyse bezieht sich auf einen feinkörnigen schwach porphyrisch struierten Granit, der eine meterdicke Lage im Injektionsgneis bei dem Leuchtfeuer von Vistnes an der Westseite der Stavanger-Halbinsel bildet.

Die zweite Analyse bezieht sich auf einen Gang von schneeweißem Granitaplit, der an der Landspitze Naversnes auf der Insel Finnö die dortigen grünen Schiefer unter einem sehr spitzem Winkel durchschneidet und gleichzeitig zahlreiche dünne Intrusivgänge in den Schiefer entsendet.

Das Handstück der Analyse ist dem durchschneidenden dicken Hauptgange entnommen. Das Gestein ist ungewöhlich frisch und ungepreßt, es wird von Trondhjemitapliten begleitet.

	I Feinkörniger Granit, Vistnes Fyrlygt. O. Röer anal.	II Granitaplit, Naversnes, Finnö. O. Röer anal.
SiO_2	74.56	76.63
TiO_2	0.16	0.14
Al_2O_3	13.33	12.20
Fe_2O_3	0.52	0.64
FeO	1.07	0.83
MnO	Spur	Spur
MgO	0.28	0.20
CaO	0.90	0.23
BaO	Spur	Spur
Na_2O	2.94	3.53
K_2O	5.41	4.87
P_2O_5	0.05	Spur
CO_2	0.18	0.16
S	0.02	0.02
H_2O — 105°	0.03	0.04
H_2O + 105°	0.51	0.45
	99.96	99.94
Dichte $\frac{20^0}{4^0}$	= 2.652	2 629, bestimmt von E. Berner.

Der Mineralbestand beider Granite kann leicht aus den Analysen berechnet werden, man erhält so die folgenden Zahlen:

	I	II
Quarz	35.9 %	37.6 %
Kalifeldspat	25.4 »	24.9 »
Albit (An_5Ab_{95})	26.0[1] »	(An_0Ab_{100}) 29.4 »
Klinozoisit	1. »	—
Muskovit	7. »	4. »
Biotit	3. »	2.5 »
Titanit (Leukoxen)	0.13 »	0.17 »
Magnetit	0.84 »	0.89 »
Apatit	0.13 »	Spur
Pyrit	0.04 »	0.04 »
Kalkspat	0.41 »	0.36 »
	100. %	100. %

[1] Etwa ein Zehntel des Albits in I ist Myrmekit.

Diese Zahlen stimmen völlig mit dem tatsächlich beobachteten Mineralbestande, mit der alleinigen Ausnahme, daß in den Plagioklas des Granitaplits von Naversnes natürlich auch ein wenig Anorthit eingeht. Um dies bei der Berechnung der Analyse zum Ausdruck zu bringen, müßte man entweder das Karbonat des Gesteins als Siderit berechnen, was nicht zutrifft, oder annehmen, daß die Kalkbestimmung ein wenig (um ca. 0.2 %) zu niedrig ausgefallen ist. Letztere Annahme dürfte wohl den Tatsachen entsprechen.

4. Die magmatischen Quarzgänge.

Offenbar als letzte sauerste Differentiationsprodukte des Opdalit-Trondhjemit-Magmas finden sich im Stavanger-Gebiete mächtige Gangmassen äußerst Quarz-reicher Gesteine. Diese Gesteinsmassen sind auf unserer Karte mit einer besonderen Bezeichnung dargestellt, wir finden sie vielerorts in typischer Entwicklung, wohl am schönsten auf den Inseln, welche den Hafen der Stadt Stavanger umgeben. Die sauren Gesteinsmassen bilden überwiegend mächtige Lagergänge, an Dimensionen oft schon kleinen Lakkolithen vergleichbar. An ihrer schön schneeweißen oder hell gelblichen Farbe sind sie schon auf Abstand leicht kenntlich.

Im ungepreßten Zustande erkennt man in ihnen porphyrische Einsprenglinge eines Feldspats, oft von Centimetergröße in einer äusserst Quarz-reichen, feinkörnigen bis dichten Grundmasse. Wo Pressungserscheinungen entwickelt sind, so besonders nahe der Grenze der Gangmassen, verschwinden die Einsprenglinge und die zermahlene Gesteinsmasse erhält ein milchiges, dichtes, Jaspis-ähnliches Aussehen.

Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die Einsprenglinge aus einem ordinären Mikroperthit bestehen, und daß sie beim Hinzutreten von Pressungserscheinungen zuerst mikroklinisiert, dann zerbrochen und endlich zermahlen werden. Die Grundmasse besteht in den ungepreßten Varietäten aus sehr kleinen isometrischen Quarzkörnern, nur hier und da abwechselnd mit kleinen Feldspatkörnern. Ferner finden sich in geringen Spuren Rutil, Zirkon, Kiese, etwas Karbonat, sowie stellenweise vielleicht etwas häufiger kleinste Schüppchen von Muskovit und Spuren von Chlorit. Eisenocker ist recht verbreitet.

Schon die mikroskopische Untersuchung ergab, daß diese Gesteinsmassen sehr reich an Kieselsäure sein müssen, ein Resultat, welches durch die chemische Analyse bestätigt wurde. Ein typisches Handstück, geschlagen von Herrn E. Berner auf der kleinen Insel Sjölyst im Hafen von Stavanger (die genaue Lokalität ist die Südostseite einer Bucht, genannt Kvidevigen, »weiße Bucht«), wurde durch Herrn A. Rödland in meinem Institute analysiert.

Quarzgang mit porphyrischem Mikroperthit.

Sjölyst, Stavanger.
A. Rödland anal.

SiO_2	95.35
TiO_2	0.003
Al_2O_3	1.61
Fe_2O_3	1.29
FeO	0.11
MnO	0.002
MgO	0.09
CaO	0.29
Na_2O	0.26
K_2O	0.97
P_2O_5	0.02
CO_2	0.13
$H_2O - 105^0$	Spuren
$H_2O + 105^0$	
	100.12

Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.636$, bestimmt von A. Rödland.

Die Analyse enspricht folgendem Mineralbestande:

Quarz	90.0 %
Kalifeldspat	5.6 »
Albit	2.2 »
Muskovit	0.3 »
Chlorit	0.03 »
Eisenoxyde	1.4 »
Rutil	0.003
Apatit	0.05 »
Kalkspat	0.30 »
	100. %

Diese Berechnung stimmt völlig mit dem beobachteten Mineralbestande überein. Bemerkenswert ist in diesen kieselsäurereichsten Differentiationsprodukten die starke Anreicherung von Kalifeldspat gegenüber Albit.

Es ist möglich, daß auch einige größere Massen ganz schiefriger Quarzgesteine ihrem Ursprung nach mit diesen intrusiven Quarzgängen zusammengehören.

Ich meine hiermit die quarzreichen Gesteine welche an mehreren Stellen im nördlichen und östlichen Teil des Kartenblattes zwischen der Phyllitabteilung und den darüber lagernden sauren Intrusivgesteinen liegen. Solche »Quarzschiefer« finden sich neben verschieferten Trondhjemitgängen in schöner Ausbildung auf der Insel Randö, ferner an mehreren Stellen auf der Halbinsel zwischen Aardalsfjord und Idsöfjord; ein reichliches Material solcher Gesteine verdanke ich den Einsammlungen der Herren Rekstad und Berner. Sehr oft zeigen solche »Quarzschiefer« noch Reste von einsprenglingsartigen Feldspaten, soweit diese nicht der Mylonitisierung zum Opfer gefallen sind.

Die quarzitischen schiefrigen Mylonitgesteine, die wir derart an mehreren Stellen an der Unterseite der dislozierten Intrusivplatten antreffen, sind somit kein absoluter Beweis für eine sekundäre Verkieselung eines mylonitisierten ursprünglichen Granits oder Trondhjemits, sondern ihr Ursprungsmaterial kann sehr wohl ein magmatischer Quarzit vom Typus des Sjölyst-Gesteins gewesen sein.

Dies ist von Interesse für die Deutung so manchen Quarzschiefers in andern Gegenden des kaledonischen Gebirges.

V. Die Tektonik des Stavanger-Gebietes mit besonderer Berücksichtigung der Intrusivgesteine.

Der geologische Bau des Stavanger-Gebietes ist durch 5 Gruppen geologischer Ereignisse in den Hauptzügen bestimmt, und zwar gilt dies nicht nur für das Stavanger-Gebiet sondern überhaupt für einen großen Teil des kaledonischen Faltengebirges.

1.

Die ältesten Fundamente des charakteristischen geologischen Baues wurden geliefert durch die Bildung der subkambrischen Fastebene, jener Fastebene, welche die Unterlage der kambrosilurischen Sedimente bildet. Über die ursprüngliche Beschaffenheit und die spätere Deformation der alten Urgebirgstafel vergleiche man die Darlegungen in der zweiten Publikation dieser Reihe.[1]

[1] Geol.-petrogr. Studien II. Die kaledonische Deformation der südnorwegischen Urgebirgstafel. Vid. Selsk. Skr. M.-N. Kl. 1912. No. 19.

2.

Den nächsten Hauptbeitrag zum geologischen Bau des Stavanger-Gebietes lieferte die kambrosilurische Sedimentation, welche die Abteilungen des Phyllites und der grünen Schiefer bildete, letztere unter bedeutendem Anteil vulkanischer Gesteine. Über Faltungsvorgänge während dieser Sedimentation oder eventuelle Lücken und Diskordanzen innerhalb der geschichteten Gesteine ist uns aus dem Stavanger-Gebiete nichts bekannt, womit aber die Möglichkeit solcher keineswegs ausgeschlossen sei. Besonders in der Abteilung der grünen Schiefer könnten, nach Analogie mit anderen Teilen des Gebirges, noch Unkonformitäten stecken.

3.

Das nächste Hauptereignis ist die Intrusion der Opdalit-Trondhjemit-Gesteine.

4.

Zeitlich sehr nahe auf 3 folgend, oder richtiger schon mit dem späteren Teil von 3 gleichzeitig, setzt das vierte Hauptereignis ein, nämlich die kaledonische Faltung.

Hierbei wurde die große Urgebirgstafel deformiert, unter Bildung des großen südnorwegischen Faltungsgrabens, die kambrosilurische Schichtenreihe wurde gefaltet, die kaledonischen Intrusivgesteine wurden gefaltet und verfrachtet, teils noch in flüssigem, teils schon in starrem Zustande.

5.

Als letzte Gruppe geologischer Begebenheiten (abgesehen von der späteren Erosion und den quartären Krustenbewegungen) welche den Bau des Stavanger-Gebietes entscheidend beeinflußten, müssen wir die spätkaledonischen Spaltenverwerfungen anführen. Über das Alter und die Bedeutung solcher Verwerfungen für den Bau des kaledonischen Gebirges habe ich bereits bei früherer Gelegenheit einiges veröffentlicht.[1]

Auch im Stavanger Gebiete treten diese Verwerfungen auf. So muß sich eine Verwerfung ganz bedeutender Sprunghöhe längs der Ostgrenze der Konglomerate und Arkosen auf der Insel Karmö entlangziehen, wahrscheinlich auch eine zweite Verwerfung im Karmsund zwischen den Inseln Karmö und Bokn auf unserer Karte. Die Ablagerungen von Konglomeraten, Arkosen und Sandsteinen sind wahrscheinlich nur wenig älter als die Verwerfungen. Auch anderwärts im Gebiete unserer Karte dürften Spaltenverwerfungen auftreten, so ist das Phyllitgebiet südlich von Fister

[1] Geol.-petrogr. Studien II, sowie: Das Devongebiet am Köragen bei Röros. Vid.-Selsk. Skr. M.-N. Kl. 1913. No. 9, S. 19–21.

gegen Osten wahrscheinlich von Verwerfungen begrenzt. Betreffend der Verwerfungen kann auch auf J. Rekstads morphologische Betrachtungen im demnächst erscheinenden Text[1] zum geologischen Rektangelblatt Stavanger und auf H. Ahlmanns Untersuchungen[2] hingewiesen werden.

Für das Verständnis der Injektionsmetamorphose, welche das Hauptthema meiner vorliegenden Untersuchung bildet, interessieren uns besonders die unter 3 und 4 aufgezählten geologischen Begebenheiten, nämlich die Intrusion der Opdalit-Trondhjemit-Gesteine und die kaledonische Gebirgsbildung. Diejenigen Kapitel der Tektonik, welche sich auf diese beiden Gruppen von Ereignissen beziehen, seien daher etwas ausführlicher behandelt.

a. Die geologische Lagerungsform der Opdalit-Trondhjemit-Gesteine im Stavanger-Gebiete.

1. Die primäre Lagerungsform.

Die primäre geologische Lagerungsform der Opdalit-Trondhjemit-Gesteine im Stavanger-Gebiete ist die Form von Lakkolithen[3], Lagergängen und Anhäufungen paralleler Lagergänge. Ausnahmen von dieser Regel, also durchschneidende Lagerung finden wir nur bei einer Anzahl von meist kleineren Gängen. Größere stockförmige oder »batholitische« Intrusivmassen fehlen dem Opdalit-Trondhjemit-Stamme im Stavanger-Gebiete vollständig.

Es steht dies Verhalten in Übereinstimmung mit den weitaus meisten Vorkommen von Opdalit-Trondhjemit-Gesteinen im kaledonischen Gebirge des südlichen Norwegens, wie ich es bei früherer Gelegenheit geschildert habe.[4]

Die Dimensionen der Lakkolithen und Lagergänge im Stavanger-Gebiete wechseln zwischen sehr weiten Grenzen. Wir finden alle Zwischenstufen zwischen decimeterdicken, wenige Meter langen Intrusivmassen einerseits, und großen Lakkolithen anderseits, wie derjenige der Inseln Fjölö, Mosterö, Askö, Aamö mit einer Länge von über 10 Kilometern bei einer Dicke von mehreren hundert Metern.

[1] Norges geol. Unders. Skr.

[2] Geomorphological Studies in Norway, Geografiska Annaler, Stockholm, 1919, S. 40.

[3] Als Lakkolithen bezeichne ich in dieser Abhandlung solche Intrusivmassen, welche konkordante Einlagerungen in den Schiefern bilden, ohne Rücksicht darauf, ob ein hypothetischer vertikaler Zuführkanal direkt unter der Intrusivmasse liegt, oder ob die Schmelzmasse längs des Intrusionsniveaus angewandert kam. Sie hierüber auch die interessanten Darlegungen von S. Foslie, welcher letzteren Fall lieber den Phakolithen zuordnen will: Raana Noritfelt, Norges geol. Unders. Aarb. 1920, No. 3.

[4] Geol.-petrogr. Studien IV, Eruptivgesteine, besonders S. 94—99 u. 103—104.

Bei einer näheren Betrachtung der einzelnen Intrusivmassen ist es übrigens schwierig, eine korrekte Grenze zu ziehen zwischen Parallelkomplexen von Lagergängen einerseits und anderseits größeren Lakkolithen, die in ihrer Längsrichtung (also parallel dem Liegend- und Hangend-Kontakt) eingeschlossene Bänder (Platten) der älteren Schiefer enthalten. Bei der Abgrenzung der einzelnen Intrusivmassen macht sich auch eine andere Schwierigkeit bemerkbar, indem die Erscheinungen der Injektionsmetamorphose es oftmals schwierig erscheinen lassen, die korrekte Grenze zwischen Intrusivgestein und Nebengestein auf der Karte einzutragen. Wir finden alle Übergänge zwischen unzweifelhaft vorherrschenden Intrusivmassen mit zahlreichen eingeschlossenen Schiefernbändern auf der einen Seite, unzweifelhaftem Nebengestein mit zahlreichen, aber untergeordneten, Intrusionen auf der andern Seite.

Ich habe deswegen auf der Karte außer der Bezeichnung für einigermassen reine Intrusivmassen noch zwei andere Bezeichnungen aufgeführt, nämlich einerseits für deutliche Injektionsgneise, anderseits für gefeldspatete Gesteine der Phyllitabteilung und der grünen Schiefer mit zahlreichen, aber doch quantitativ untergeordneten Intrusivgängen und Injektionsmassen.

Unsere Karte zeigt auf das Deutlichste, wie die Intrusivgesteine des Opdalit-Trondhjemit-Stammes als Lakkolithen und Lagergänge auftreten, an denen wir sowohl Ober-als Unterseite an guten Aufschlüssen studieren können.

Eine Untersuchung des Intrusionsniveaus der Opdalit-Trondhjemit-Gesteine im Stavanger-Gebiete ergibt folgendes Resultat.

Kleine Intrusivmassen finden sich in zwar allen Horizonten der kambrosilurischen praekaledonischen Schichtenreihe, anscheinend jedoch mit besonderer Häufigkeit im oberen Teil der Phyllitabteilung und im unteren Teil der grünen Schiefer. *Große* Intrusivmassen finden sich hingegen, soweit ihre genaue geologische Position überhaupt bestimmbar ist, nur nahe an der Grenze zwischen der Phyllitabteilung und der Abteilung der grünen Schiefer. Ein Blick auf die geologische Karte genügt, um diese Verteilung der Intrusionshorizonte zu zeigen.

Es scheint demnach, als hätten die eindringenden Intrusivmassen die günstigsten Bedingungen zur Massenintrusion an der Schichtfuge zwischen den weichen Phyllitgesteinen und den darüber liegenden härteren grünen Schiefern angetroffen.

Ja es scheint fast, als bildeten die großen lakkolitischen Massen einen fast zusammenhängenden, horizontal und vertikal gegliederten »Kompositlakkolithen«, der sich längs der Abteilungsgrenze zwischen Phylliten und grünen Schiefern beinahe über das ganze Kartenblatt erstreckt, und dessen

Zusammenhang nur durch die Faltung des Intrusionshorizontes und durch spätere Erosion dem Blicke entzogen ist.

Ich halte es für wahrscheinlich, daß eine solche Auffassung der großen Intrusivmassen im Stavanger-Gebiete richtig ist, und daß es sich, im Großen gesehen, um eine einzige kompositlakkolithische Masse handelt, deren Intrusionsniveau ungefähr der Grenze zwischen Phylliten und grünen Schiefern folgt. Durch die (frühere, gleichzeitige oder spätere) Faltung des Intrusionshorizontes zeigen die einzelnen Lakkolithenteile zusammen einen etwa S-förmigen Verlauf von der Westseite der Insel Ombö über Halsne, Fogn, Rennesö, Askö, Mosterö, Bru bis Vistevigen und Tananger.

Dieser Hauptlakkolith ist aber keineswegs eine einheitliche reine Eruptivmasse von ungefährer Linsenform, sondern er ist erstens horizontal in einzelne Linsen gegliedert, die mit ihren Rändern mehr oder weniger ununterbrochen zusammenhängen, und ist zweitens durch eingeschlossene Bänder (Platten) des Hangenden und Liegenden in dünnere Lakkolithmassen und Lagergänge zerteilt, wie es die Karte an vielen Stellen zeigt. Sowohl im Hangenden wie im Liegenden wird er von zahlreichen satellitischen Intrusionen kleinerer Lakkolithen und Lagergänge[1] begleitet. Im Hangenden finden wir auch eine Anzahl durchsetzender Spaltengänge, die im Liegenden viel seltener sind.

2. Sekundäre Beeinflussung der Lagerungsform.

Zu denjenigen Zügen in der geologischen Lagerungsform der Intrusivgesteine, welche wir oben als »primäre« bezeichnet haben, kommen aber auch noch »sekundäre« Züge, welche aus der Verknüpfung zwischen Intrusion und kaledonischer Faltung resultieren.

Wir finden zwei Arten sekundärer Beeinflussung der Lagerungsform, erstens die horizontale Verschiebung der großen Intrusivplatten noch nach Beginn der Erstarrung, zweitens die Faltung des Intrusionsniveaus, welch letztere Erscheinung bereits oben erwähnt worden ist.

Wir wollen zunächst die horizontale Verschiebung der Intrusivplatten betrachten.

Schon eine Betrachtung der Karte zeigt uns, daß die Beziehungen der großen Intrusivplatten zu ihrem jetzigen Nebengestein keineswegs überall im Stavanger-Gebiete gleichartig erscheinen. Während wir nordwestlich einer Linie Stavanger—Garsund starke und ausgedehnte Kontaktzonen mit zahlreichen satellitischen Intrusivgängen um die großen Tiefengesteinsmassen finden, so werden südöstlich derselben gedachten Linie die

[1] Die kleineren Gänge sind auf unserer Karte großenteils nur ganz schematisch dargestellt.

Kontakterscheinungen und die begleitenden Intrusivgänge immer schwächer und seltener, je weiter wir uns nach Südosten begeben. Hier und da sind gleichwohl unverkennbare Erscheinungen des Eruptivkontaktes auch im Südosten vorhanden, kenntlich zum Beispiel an der Entwicklung von Granatglimmerschiefern aus den Phylliten und dem Auftreten von Eruptivgängen im Phyllit (vergl. S. 48 Anm. 2.), doch ist die Abnahme solcher Kontakterscheinungen nach Südosten hin ganz unverkennbar.

Es hat demnach den Anschein, als sei die »mise-en-place« der Intrusivgesteine hier im Südosten in wesentlich kälterem Zustande erfolgt, als weiter nordwestlich, und man erhält den Eindruck, als hätte die Intrusion der Opdalit-Trondhjem-Gesteine unseres Gebietes im Nordwesten begonnen, und als seien die bereits teilweise gekühlten Intrusivplatten von ihrem primären Intrusionsorte nach Südosten geschoben worden.

Daß solche Verschiebungen offenbar zum Teil noch nach der Erstarrung der Intrusivmassen stattgefunden haben, zeigt sich an der starken Mylonitisierung, welche die verschobenen Intrusivplatten, besonders an ihrer Unterseite, erkennen lassen, und welche ich auch versucht habe, auf der Karte durch eine besondere Bezeichnung darzustellen.

Danach wollen wir die Deformation des Intrusionsniveaus betrachten. Bereits in einem früheren Abschnitt habe ich erörtert, daß der Intrusionshorizont der großen Intrusivplatten, die Grenze zwischen der Phyllitabteilung und den grünen Schiefern, heute keine Ebene darstellt, sondern, wie aus der Karte ersichtlich, mannigfaltige Deformationen aufweist, sodaß er im Großen gesehen, eine Horizontalfläche in einer S-förmigen Kurve schneidet. Wir können nicht wissen, ob die Intrusionsfläche jemals ganz eben gewesen ist. Ebensowenig wissen wir, ob tektonische Deformationen der künftigen Intrusionsfläche nicht schon vor dem Eindringen der Opdalit-Trondjemit-Gesteine stattgefunden haben. Ferner ist es schwierig, wenn nicht unmöglich, zu entscheiden, ein wie großer Anteil der Deformation schon während der Intrusion selbst stattgefunden hat, ein wie großer erst während und nach der Erstarrung der intrudierten Massen.

Das Einzige, was wir einwandfrei bestimmen können, ist die geometrische Art der gesamten Abweichung zwischen einer Horizontalfläche und der heutigen Form der Intrusionsfläche. Untersuchen wir diese Form, so zeigt sich als auffälligster Zug eine große *Flexur*, deren Axe selbst S-förmig gebogen ist, entsprechend dem Ausgehenden der großen Intrusivplatte. Der Nordwestflügel der Flexur ist gegen den Südostflügel abgesunken. Während wir beiderseits der Flexur im Großen und Ganzen horizontale Lagerung der Intrusivplatten antreffen (doch mit schwachwelligen Großfalten in verschiedenen Richtungen) zeigt die Intrusivplatte

längs der Flexur selbst eine recht starke Neigung, hauptsächlich gegen Nordwesten.

Im Nordwesten der Flexur, beispielsweise auf der Insel Finnö, treffen wir deshalb vorzugsweise die obere Hälfte der Intrusivmassen und ihr Hangendes in Form der grünen Schiefer, im Südosten hingegen, beispielsweise auf der Insel Bru, die untere Hälfte der Intrusivmassen und ihr Liegendes, die Phyllitabteilung, während wir längs der Flexuraxe, beispielsweise auf der Insel Fogn, einen schrägen Schnitt durch die Intrusivmasse selbst erblicken, mit ihrem zusammengesetzten Bau aus mehreren Einzel-Lakkolithen.

b. Die kaledonische Faltung im Stavanger-Gebiete.

Bezüglich der Faltung in unserm Gebiete müssen wir in einer zusammenfassenden Darstellung tektonische Züge zweier verschiedener Größenordnungen unterscheiden, erstens die wichtigsten Hauptlinien, welche den allgemeinen Bau der Gegend beherrschen, zweitens die vielen Einzelheiten, die sich im lokalen Gesteinsverband erkennen lassen.

Die Hauptzüge der Tektonik sind gekennzeichnet durch sanfte, weit ausholende Faltenzüge oder richtiger Wellen, welche sich im Kartenbilde durch die Verteilung der verschiedenen Gesteine zu erkennen geben.

Betrachten wir die Deformationen der (ursprünglich horizontal gedachten) Formations- und Abteilungsgrenzen, so stossen wir fast nirgends auf übermäßig steile Fallwinkel. Weder die kaledonische Faltung, noch die Bildung der Injektionsgneise hat in dem Gebiete unserer Karte Lagestörungen schroffer Art im Großen mit sich geführt.

Ein Blick auf die Karte mag schneller als eine ausführliche Beschreibung die Art des Faltenwurfs veranschaulichen. Wie die Fallzeichen erkennen lassen, hat die sanfte Großfaltung in mehr als einer Axenrichtung stattgefunden, ohne daß wir aber sagen könnten, ob dies mehreren zeitlich getrennten Faltungsvorgängen entspricht oder nur einem einzigen[1].

Ein sehr charakteristischer Zug des Baues, die große, längs ihrer Axe S-förmig gebogene Flexur ist bereits im vorigen Kapitel besprochen.

Einem ganz anderen Typus des Faltenbaues begegnen wir in den Einzelzügen des Baues, sozusagen in dessen Kleinornamentik. An den kleinen Falten zweiter und dritter Ordnung beobachten wir fast alle Fallwinkel und Richtungen. Solche Kleinfalten beobachten wir insbesonders

[1] Zu Gunsten mehrerer Faltungsvorgänge könnte es gedeutet werden, daß die Falten in der Phyllitabteilung meistens in der kaledonischen Richtung (SW—NO) verlaufen, die Falten in den grünen Schiefern hingegen oft senkrecht hierzu (SO—NW), aber ein sicherer Schluß läßt sich hieraus nicht ziehen.

in der Phyllitabteilung, deren Schichten sehr oft bis ins Allerkleinste die kompliziertesten Biegungen und Verfaltungen aufweisen, wie sich sehr oft selbst am einzelnen Handstück oder Dünnschliff erkennen läßt, man vergleiche beispielsweise Tafel VI, Fig. 2. Weit ruhiger ist der Faltenwurf in der Abteilung der grünen Schiefer. Es ist dies überhaupt ein charakteristischer Zug, den wir vielerorts in den kaledonisch gefalteten kambrosilurischen Gesteinen des südlichen Norwegens antreffen, daß die älteren Horizonte, besonders wenn sie zudem aus relativ weichen, leicht deformierbaren Gesteinen bestehen, intensiver im Kleinen gefaltet sind, als höhere Horizonte härterer Gesteine. Der mechanische Vorgang dürfte eben großenteils in einer Gleitung der oberen Schichten über die unteren hinweg bestanden haben.

Ganz intensive Kleinfaltung finden wir oft in den Schieferlagen der Injektionsgneise, man vergleiche die Tafel II, Fig. 1 und Fig. 2. Hier handelt es sich ganz offenbar nicht um solche Falten, die durch die regionale Tektonik bedingt sind, sondern um diejenige Erscheinung, welche J. J. Sederholm[1] ptygmatitische Faltung genannt hat, und die offenbar mit den Vorgängen der Injektionsmetamorphose ursächlich verknüpft ist. Teils mag es sich um Fließerscheinungen flüssiger injizierter Lagen handeln, teils um Faltungen durch Volumveränderung bei metasomatischer Injektionsmetamorphose, vergleichbar den gekröseartigen Fältelungen bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips.

c. Allgemeine Resultate der Untersuchungen über die Tektonik des Stavanger-Gebietes.

Die allgemeinen Resultate meiner Untersuchungen über die Tektonik des Stavanger-Gebietes sind von Bedeutung für des Verständnis des Gebirgsbaus im kaledonischen Gebirge überhaupt.

Wir können im kaledonischen Gebirge sozusagen zwei Stile der Bauart unterscheiden, was die Lagerungsform der kaledonischen Intrusivgesteine betrifft.

Erstens denjenigen Baustil, den wir in der Regel innerhalb der großen Faltungsgräben antreffen, und der besonders im Trondhjem-Gebiete und vor allem im nördlichen Norwegen schön entwickelt ist, nämlich den Bau aus mehr oder weniger deutlichen Lakkolithen und andern flachen Intrusivkörpern, die offenbar in situ liegen[2] oder wenigstens noch in flüssigem

[1] Neues Jahrb. f. Min., Beilage Bd. XXXVI, 1913, S. 491.

[2] Teils horizontal, teils mehr oder weniger geneigt, oder gar steilstehend.

Zustande an ihren jetzigen Platz befördert sind, wo sie von Injektionszonen oder andern Kontakterscheinungen umgeben sind. Die zahlreichen Karten aus dem Amte Nordland, die im letzten Jahrzehnt von Norges geologiske Undersökelse herausgegeben wurden, bieten vortreffliche Illustrationen zu diesem Baustil.

Zweitens finden wir im Stavanger-Gebiete auch einen Baustil, der für die Gebirgsteile zu beiden Seiten der Faltungsgräben charakteristisch ist, charakterisiert durch das Auftreten kaledonischer Intrusivgesteine in Form mächtiger verhältnismäßig flachliegender Platten oberhalb der Phyllitabteilung, welche Platten nach unten in Mylonite, oft auch in Quarzschiefer übergehen, unter welchen Platten man nur sehr selten Kontakterscheinungen in den unterliegenden Phylliten erkennen kann, und die auch nur höchst selten von Gängen im Liegenden begleitet werden.

Es ist der Typus der vom Faltungsgraben nach außen hin verschobenen Intrusivplatten, die wir an so vielen Orten, beispielweise im Hochgebirge des südwestlichen Norwegens östlich des Hardangerfjords antreffen. Es sind dies dieselben Intrusivplatten, die früher oft als überschobenes altes Urgebirge gedeutet wurden. Ein Gebiet, welches diesen Baustil ausgezeichnet illustriert, ist Gegend um Finse an der Bergensbahn, man vergleiche darüber auch die erste Publikation dieser Reihe[1]. Denselben Bau treffen wir bekanntlich auch östlich des nordnorwegischen Faltungsgrabens im nördlichen Schweden.

Wir müssen den Scharfblick derjenigen Männer bewundern, welche diese verschobenen Eruptivgesteinsplatten von alters her als junge Intrusivgesteine angesprochen haben, wie es W. C. Brögger und K. O. Björlykke getan haben. Und wir dürfen unsere Anerkennung auch denjenigen Fachgenossen nicht versagen, die unter der Beweiskraft der besonders von norwegischen Geologen gesammelten Argumente allmählich die reine Überschiebungstheorie verlassen haben.

Im Stavanger-Gebiete finden wir beide Baustile aneinander grenzend, wir finden hier den direkten Zusammenhang zwischen den intrusiven Lakkolithen des Nordland-Typus und den verschobenen Intrusivplatten des Hochgebirg-Typus. Wir können im Stavanger-Gebiete konstatieren, wie schnell die deutlichen Kontakterscheinungen an der Unterseite der verschobenen Platten nach Südosten hin abnehmen.

[1] Geol. petrogr. Studien. I. Ein kambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose. Vid.-Selsk. Skr. M.-N. Kl. 1912, No. 18. Zur Fortsetzung meiner eigenen, größtenteils noch unveröffentlichten Arbeiten über dieses Gebiet habe ich veranlaßt, daß es in den letzten Jahren im Maßstabe 1 : 100 000 geologisch kartiert wurde; die Aufnahme (durch M. Johnson-Höst) ist seit 1918 fertig, und die Karte dürfte voraussichtlich bald im Druck erscheinen.

Ich möchte damit nun durchaus nicht behaupten, daß überschobene Platten von altem Urgebirge überhaupt nicht im kaledonischen Gebirge vorkommen, sondern nur den Fall verschobener Intrusivplatten als den weitaus häufigeren und wichtigeren bezeichnen, wie ich es schon in den früheren Publikationen dieser Reihe getan habe. Falls etwa auch in Stavanger-Gebiete Schuppenbau von Urgebirgsgesteinen neben dem Intrusivbau vorkommen sollte, wofür aber keinerlei Beweise vorliegen, so müßten solche Schuppen am ehesten noch auf der Strecke Fogn—Randö zu finden sein. —

DIE METAMORPHOSE IM STAVANGER-GEBIETE.

In den folgenden Abschnitten soll die Metamorphose der im Stavanger-Gebiete vertretenen Gesteinsgruppen beschrieben werden, unter besonderer Berücksichtigung der Injektionsmetamorphose um die Intrusivkörper des Opdalit-Trondhjemit-Stammes. Speziell sollen die Injektionskontakterscheinungen an Tonschieferderivaten aus der Phyllitabteilung eingehend beschrieben werden.

Zuerst sei aber eine kurze Übersicht der Regionalmetamorphose im kaledonischen Gebirge des südlichen Norwegens gegeben, da die speziellen Eigentümlichkeiten der Injektionskontaktmetamorphose besonders klar hervortreten, wenn man ihr zum Vergleich die sonst gewöhnlichen Typen der Regionalmetamorphose gegenüberstellt.

I. Allgemeine Züge der Regionalmetamorphose im kaledonischen Gebirge des südlichen Norwegens.

Wie ich schon in früheren Publikation gezeigt habe[1], können wir an der Metamorphose der Tonsedimente mehrere verschiedene Zonen der Regionalmetamorphose unterscheiden.

Von den unmetamorphen Tongesteine im Vorlande des Gebirges gelangen wir zuerst zu einem breiten Landstreifen, in welchem wesentlich nur mechanische Verschieferung zu bemerken ist, danach folgt ein Gebiet, in welchem anstatt der Tonschiefer mit kolloider Grundmasse Phyllite mit dem charakteristischen Mineralbestand Quarz-Muskovit-Chlorit auftreten; hierauf gelangt man zu Phylliten und Glimmerschiefern, in welchen Biotit an Stelle von Chlorit und einem Teile des Muskovits gebildet ist, und endlich zu Granatglimmerschiefern, in welchem zu dem Bestande des Quarz-Muskovit-Biotit-Schiefers noch ein Granat der Almandin-Reihe hinzutritt.

[1] Geol.-petrogr. Studien I u. II, 1912.

Diese Einteilung der verschiedenen Facies von regionalmetamorphen Gesteinen im kaledonischen Gebirge nach dem Grade der Metamorphose, welche wir an Tonschieferderivaten beobachten, hat sich seit ihrer Aufstellung gut bewährt, und ich verfüge nun über ein genügendes Material, um eine einigermaßen genaue Karte der kaledonischen Regionalmetamorphose zwischen Stavanger und Trondhjem herauszugegeben.

In einer weiteren Publikation[1] habe ich gezeigt, wie wir noch einige weitere Zonen, die über den Grad der beginnende Granatglimmerschieferbildung hinausreichen, unterscheiden können, wenn wir die Derivate mergeliger Tonschiefer mit hinzuziehen, wobei wir charakteristische Kalksilikat-haltige Gesteine in unsere Faciesfolge hineinbeziehen können.

Ferner können auch Chloritoid-haltige Schiefer hinzutreten. Solche Schiefer kenne ich jetzt aus dem Stavanger-Gebiete, von der Insel Selbjörn an der Mündung des Hardangerfjords, aus dem Gebiete von Hedalen und aus dem östlichen Teil des Trondhjem-Gebietes.[2]

Die normale Breite dieser einzelnen Zonen im kaledonischen Gebirge des südlichen Norwegens, vom Südostrand des Gebirges an bis zur Mitte des südnorwegischen Faltungsgrabens gerechnet, dürfte etwa folgenden Zahlen entsprechen:

Zone der nur mechanischen Metamorphose, ca. 50—70 Km.
Zone der Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefer, ca. 30—80 Km.
Zone der Quarz-Muskovit-Biotit-Schiefer, ca. 20—50 Km.
Zone der Granatglimmerschiefer, ca. 10—35 Km.

Hierzu kämen noch für das Trondhjem-Gebiet folgende Unterteilung der Granatglimmerschieferzone in Bezug auf Bildung von Kalksilikaten:

Granatglimmerschieferzone
- Ohne Kalksilikate, ca. 7—20 Km.
- Beginnende Kalksilikatbildung, Oligoklas, Klinozoisit, Amphibol, ca. 0—15 Km.
- Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer mit Pyroxen und basischem Plagioklas, ca. 0—10 Km.

Indessen gilt eine solche, einfache und regelmäßige Verteilung der verschiedenen metamorphen Facies in parallel dem Streichen aufeinander-

[1] Geol.-petrogr. Studien III, Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer im Trondhjem-Gebiete, Vid.-Selsk. Skr., M.-N. Kl. 1915, No. 10; hierin auch bereits eine Karte der Metamorphose im Trondhjem-Gebiete.

[2] Allerdings dürften viele dieser Chloritoid-Schiefer nicht streng »primär« sein, sondern erst bei rückschreitender Metamorphose (Diaphthorese) gebildet worden sein, und zwar besonders auf Kosten Staurolith-haltiger Granatglimmerschiefer. Der umgekehrte Vorgang, Staurolithbildung auf Kosten von Chloritoid ist von W. van Holst Pellekaan aus den Alpen beschrieben worden: Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi, Inaug. Dissertation, Zurich 1913.

folgenden Zonen bedeutender Breite nur in den grofsen Zügen, im Kleinen machen sich Abweichungen geltend, indem der Einfluß kaledonischer Intrusivgesteine auf die kaledonische Regionalmetamorphose deutlich im Kartenbild zum Ausdruck kommt, derart, daß in der Umgebung von Intrusivmassen gern stärkere Grade der Metamorphose zur Entwicklung gelangen als sonst in entsprechender Zonenlage.

So finden wir beispielsweise um Intrusivmassen im Gebiete der Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefer oft die entsprechenden Biotit-haltigen Schiefer entwickelt, um die Intrusivmassen in Gebieten der Quarz-Muskovit-Biotit-Schiefer werden Granatglimmerschiefer gebildet. Ebenso treten in kalkhaltigen Tonschieferderivaten um Intrusivgesteine oft kalkhaltige Silikate auf, wie Zoisit-Klinozoisit-Epidot, Amphibol, kalkhaltige Plagioklase, Diopsid. Ein Mineral, das überhaupt die Intrusivkontakte zu bevorzugen scheint, und bisjetzt nicht außerhalb solcher »Kontaktgebiete« im kaledonischen Gebirge beobachtet wurde, ist Staurolith.[1] Disthen (öfters in Paramorphosen nach Andalusit) scheint ebenfalls vorzugweise an Intrusivkontakten in der Granatglimmerschieferzone gebildet zu werden.

Bei der kartographischen Abgrenzung der einzelnen metamorphen Zonen gegeneinander ist die rückschreitende Metamorphose oft ein recht störender Umstand. Der Biotit der Phyllite und Glimmerschiefer erleidet sehr oft eine Rückbildung in Chlorit, und selbst der Almandin fällt relativ leicht der Chloritisierung zum Opfer, sodaß oft recht eingehende Untersuchungen zahlreicher Dünnschliffe notwendig sind, um festzustellen, welche Facies der Metamorphose dem Höhepunkt der Ummineralisierung im betreffenden Gebiet entspricht. Übrigens scheint auch das Auftreten der Diaphthorese in vielen Fällen eine regionale Erscheinung zu sein, in manchen Gebieten (wie im zentralen Teil des Trondhjem-Gebietes) tritt sie nur ganz untergeordnet auf, in andern Gegenden (wie um die Mündung des Hardangerfjords) ist sie fast bestimmend für den Habitus der metamorphen Gesteine.

II. Kurze Übersicht der Metamorphose im Stavanger-Gebiete.

Im vorigen Abschnitt ist die gewöhnliche Entwicklungsreihe regionalmetamorpher Gesteine geschildert worden, wie sie im kaledonischen Gebirge die übliche ist. Das Stavanger-Gebiet liefert uns etn Bild anderer Art, indem hier die Zonen der einzelnen metamorphen Facies überhaupt nicht

[1] Besonders häufig in der Umgebung von Intrusivgesteinen in der Granatglimmerschieferzone.

die regionale Anordnung parallel dem Streichen des Gebirges zeigen, sondern als eine Art von Kontaktzonen um die einzelnen Intrusivmassen angeordnet sind.

Das niedrigste Stadium der regionalen Metamorphose, welches wir unter den kambrosilurischen Gesteinen des Stavanger-Gebietes vertreten finden, entspricht dem Stadium der Chloritbildung. Wir finden in der Phyllit-Abteilung als typisches, für das Gebiet sozusagen »normales« Gestein den Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefer.

Die Kontakterscheinungen in der näheren und weiteren Umgebung der Opdalit-Trondhjemit-Gesteine im Stavanger-Gebiete sind in reicher Mannigfaltigkeit entwickelt, an einer großen Zahl vortrefflicher Aufschlüsse kann man sie eingehend studieren. Diese Kontakterscheinungen unterscheiden sich aber in sehr wesentlicher Art von jenem Typus der Kontaktmetamorphose, wie wir ihn außerhalb der Faltengebirge antreffen, beispielweise im Kristiania-Gebiete. Statt der üblichen Hornfelse mit ihrem typischen Mineralbestande Andalusit, Cordierit, rhombische und monokline Pyroxene, kalkreiche Plagioklase, Grossular, Wollastonit und Vesuvian, finden wir hier ganz andere Gesteinsreihen, die mit den gewöhnlichen Kontaktgesteinen fast nur den Biotit unter den typischen neugebildeten Mineralen gemeinsam haben.

Wir finden Kontakthöfe um alle Arten von Opdalit-Trondhjemit-Intrusivgesteinen im Stavanger-Gebiete, sowohl um die Quarz-Biotit-Norite, wie um die Diorite von Malletuen, als auch besonders um die trondhjemitischen und granitischen Tiefengesteine. Bei der Vergesellschaftung verschiedenartiger Intrusivgesteine im Stavanger-Gebiete ist es allerdings im einzelnen Falle oft schwer zu entscheiden, wieviel von den Kontakterscheinungen auf Rechnung der relativ kleinen Massen von basischen und intermediären Intrusivgesteinen zu setzen ist, wieviel von den benachbarten großen sauren Intrusivmassen verursacht ist.

Um die Tiefengesteine des Stavanger-Gebietes äußert sich die Kontaktmetamorphose in den Phylliten zunächst in dem Auftreten Granat- und Biotitführender Schiefer (zuerst bildet sich Spessartin-Almandin, dann Almandin). Um die sauren Intrusivgesteine treten zu den neugebildeten Mineralen Granat und Biotit noch reichliche Feldspate in den Schiefern, und es bilden sich Gesteine von Typus der gefeldspateten Glimmerschiefer (wie Albitporphyroblasten-Schiefer), und dann auch der Injektionsgneise. Gleichzeitig mit der reichlichen Bildung von Feldspaten entstehen meistens auch merkliche Mengen von Klinozoisit-Epidot-Mineralen und nicht selten auch etwas Amphibol. Noch reichlicher finden sich Klinozoit-Epidot-Minerale und Amphibol in den Derivaten von Mergelschiefern, hier auf Kosten des ursprünglichen Kalkgehaltes gebildet. Selten sind Glimmerschiefer mit diopsidischem Pyroxen neben Klinozoisit.

Chloritoidschiefer kommen hier und da vor, sie scheinen mindestens zum Teil erst bei rückschreitender Metamorphose gebildet zu sein.

In der Abteilung der grünen Schiefer bliden sich verschiedene Typen amphibolitischer und pseudodioritischer Gesteine, dazu kommen noch die Derivate der Tonschiefer, Mergelschiefer und Karbonatgesteine in dieser Abteilung.

Zu der reichen Mannigfaltigkeit, welche alle diese Gesteine durch ihre wechselnde ursprüngliche Zusammensetzung, durch die wechselnden Mineralneubildungen bei vor- und rückschreitender Metamorphose zeigen, kommt noch die Vielseitigkeit der strukturellen Entwicklung, oft unter Mitwirkung von Pressungs- und Zertrümmerungsvorgängen in der verschiedenen Stadien der Bildungsgeschichte.

Es würde den Rahmen dieser Untersuchungen bei weitem übersteigen, alle Erscheinungen der Metamorphose in Stavanger-Gebiete zu schildern. Es soll deshalb im folgenden erst der geologische Bau der Kontaktzonen kurz skizziert und dann eine einzelne der injektionsmetamorphen Reihen, die Reihe der Tonschieferderivate aus der Phyllitabteilung, eingehend beschrieben werden.

III. Der geologische Bau der Injektionskontaktzonen um die sauren Intrusivgesteine des Stavanger-Gebietes.

1. Derivate der Phyllitabteilung.

Wie im vorigen Abschnitt bemerkt, ist der regionale Typus der Gesteinsmetamorphose im Stavanger-Gebiete charakterisiert durch Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefer und zwar in meist recht feinschuppiger phyllitischer Entwicklung. Die Gesteine dieses Typus entsprechen dem niedrigsten Grad der Mineralneubildungen nach dem von mir für das kaledonische Gebirge aufgestellten Schema.

Nähert man sich einem der kaledonischen Granite oder Trondhjemite des Stavanger-Gebietes (soweit dieselben in situ liegen), so zeigt sich schon in einer Entfernung von 1—4[1] Kilometern von der Eruptivgrenze eine deutliche petrographische Veränderung der Phyllite, indem kleine Porphyroblasten von Granat (Spessartin-Almandin) auftreten. Es ist ein Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Schiefer entstanden, welcher im Stavanger-Gebiete das niedrigste Stadium der Injektionskontaktmetamorphose darstellt.

[1] Die Größe dieses Abstandes ist naturlich in hohem Maße davon abhängig, unter welchem Winkel die Grenzfläche zwischen Intrusivgestein und Schiefer die Erdoberfläche schneidet. Am größten ist die scheinbare Breite der Kontaktzone natürlich dann, wenn dieser Winkel gering ist, vorausgesetzt, daß die Intrusivmasse noch weit unter Tage fortsetzt, beziehungsweise oberhalb der Schiefer fortgesetzt hat.

Nähert man sich den Intrusivgesteinen noch mehr, so stellt sich ein neues Stadium der Metamorphose in der Phylliten ein, etwa 0.2—2 Kilometer von der Eruptivgrenze entfernt; der Chlorit mit einem Teil des Muskovits wird von Biotit ersetzt, und der Granat wird relativ manganärmer. Bald darauf wächst auch die Korngröße des Gesteins ganz bedeutend, statt der Phyllite treten typische Granatglimmerschiefer auf, deren einzelne Komponenten bis etwa Centimetergröße erreichen.

Schon an dieser Stelle sei auf den bemerkenswerten Umstand hingewiesen, daß bei der Art von Metamorphose, wie sie im Stavanger-Gebiete vorliegt, die Reihenfolge von Granat[1] und Biotit vertauscht erscheinen, verglichen mit der normalen Regionalmetamorphose im kaledonischen Gebirge. Im normalen Falle unserer Regionalmetamorphose entsteht Biotit zweifellos bei einem niedrigen Grade der Metamorphose als der Granat; in den Injektionskontaktzonen des Stavanger-Gebietes scheint es umgekehrt zu sein. Nur in relativ sehr wenigen (etwa 10) Fällen (z. B. Phyllit nördlich des Mose-Vand bei Stavanger) habe ich hier Biotit außerhalb der Granat-führenden Gesteine beobachtet. Pneumatolytische Prozesse äußern sich öfters im Auftreten von neugebildetem, meist tiefbraunem Turmalin. Im innersten Kontakthof (in den Glimmerschiefern, gefeldspateten Glimmerschiefern und Injektionsgneisen) ist Orthit recht verbreitet.

Die Granat-haltigen Phyllite und Granatglimmerschiefer der Phyllitabteilung sind auf der geologischen Karte durch feine schwarze Punktierung auf dem hellgrünlichem Untergrunde besonders bezeichnet. Diese Punktierung kann also als Maß für die Kontaktzonen dienen. Ein Blick auf die Karte zeigt übrigens auch, wie die Dimensionen der Kontakthöfe bei den dislozierten Intrusivplatten gegen Südosten hin sehr schnell abnehmen, bis die sichtbaren Kontakterscheinungen sogar fast völlig verschwinden.[2]

Schon bei dem Übergange der Phyllite in Granatphyllite und Granatglimmerschiefer beobachtet man unter dem Mikroskope eine Anreicherung

[1] Bei Diskussionen über Granat in Tonschieferderivaten muß man übrigens stets berücksichtigen, daß hier zwei Arten von Granat vorkommen, nämlich in meist geringer Menge als erste Bildung ein Spessartin-Almandin, der erst bei zunehmendem Grade der Metamorphose von Almandin überflügelt wird.

[2] Es seien hier einige Beobachtungen über Kontakterscheinungen an Phylliten unterhalb der verschobenen Intrusivplatten auf der Strand-Halbinsel (zwischen Aardalsfjord und Idsöfjord, im Osten der Karte) aufgezählt, da die Kontakterscheinungen hier meist nur so lokal und sporadisch auftreten, daß sie nicht auf der Karte dargestellt werden konnten.

Biotithaltiger Phyllit findet sich bei Kuldal, am Nordrande der Halbinsel, in der Nähe auch Chloritoidschiefer bei Fiskaaen. Ein sicher aus Biotit entstandener diaphthoritischer Chlorit fand sich in Phylliten von Meltveit-Heggeim (nördlich vom Björeimsvand) und am Südostabhang von Hjortaasen (südlich vom Björeimsvand), südöst-

des Gesteins an Albit oder Plagioklasen der Albit-Oligoklas-Reihe, die zuerst nur im Grundgewebe auftreten, als Gemengteil der dem Quarz in struktureller Beziehung gleichwertig ist, quantitativ aber noch stark zurücktritt. Die chemische Analyse der Tonschieferderivate (siehe die folgenden Abschnitte) zeigt uns eine deutliche Zunahme des Natrongehalts schon in diesem Teil der Gesteinsreihe. Pneumatolytische Vorgänge äußern sich auch in diesen Gesteinen im Auftreten von braunem Turmalin.

Bei weiterer Annäherung an die granitischen oder trondhjemitischen Intrusivmassen beobachtet man dann ein weiteres Steigen des Albitgehalts, der sich nun auch schon makroskopisch geltend macht. Es zeigen sich nämlich weiße Körner im Gestein, welche erst 1—2 mm, dann etwa 4 mm. groß sind, und welche auf verwitterter Oberfläche, wegen ihrer größeren Widerstandsfähigkeit, plastisch hervortreten. Der Dünnschliff zeigt uns, daß die weißen Körner neugebildete Albitporphyroblasten sind.

Die Schiefer mit Albitporphyroblasten sind ein höchst charakteristisches Gestein unserer Injektionskontaktzonen, sie sind ein typisches Glied in der Reihe der gefeldspateten Glimmerschiefer. Die Albitporphyroblasten-Schiefer[1] sind mit den andern gefeldspateten Glimmerschiefern so innig geologisch verknüpft, daß sie auf einer geologischen Karte im Maßstabe 1 : 100000 nicht von diesen getrennt dargestellt werden können.

Auch die Albitporphyroblasten-Schiefer zeigen bei der chemischen Analyse eine recht bedeutende Vermehrung des Natrongehalts, verglichen mit der vorhergehenden Stufe.

Es sei übrigens bemerkt, daß die Porphyroblasten dieser Schiefer statt aus einigermaßen reinem Albit auch oft aus Oligoklas-Albit oder sogar Oligoklas bestehen. Außer in Form von Porphyroblasten finden sich dieselben Feldspate auch als Bestandteile des Grundgewebes.

Bezüglich des sonstigen Mineralbestandes sei bemerkt, daß dieser den Granatglimmerschiefern entspricht, doch tritt hier noch häufiger als bei jenen neben Granat auch ein neugebildeter graugrüner Amphibol auf,

lich des Nordlandsvand, sowie an der Mylonitgrenze oberhalb Barka, an der Südseite der Halbinsel In der Nähe des letztgenannten Fundorts, an der Westseite von Nonshaug findet man auch Anreicherungen vom braunem Turmalin im Phyllit.

Granathaltige Phyllite finden sich außer an der Südwestseite des Aasvand auch zwischen Krogvand und Holtevand im nordöstlichen Teil des Gebietes.

Albitporphyroblasten-Schiefer finden sich an der Grenze zwischen Phyllit und Intrusivplatte bei Groven (am Meltveit-Heggem-Phyllitstreifen) und am Strande bei Tuftene an der Westseite der Halbinsel, außerdem noch an mehreren Stellen die auf der Karte eingetragen sind.

[1] Die Bezeichnung »Albitporphyroblasten-Schiefer« für metamorphe Tonschieferderivate dieser Art wurde zuerst von F. Becke in die Litteratur eingeführt, siehe: Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Wien, Math. Naturw. Kl., Bd. 75, I. Halbband, 1913, S. 188.

sowie nicht ganz wenig Klinozoisit, der übrigens schon in vielen Granatglimmerschiefern vorkommt.

Wir werden in einem späteren Kapitel darauf zurückkommen, daß solche Albitporphyroblasten-Schiefer nicht nur für die Injektionskontaktmetamorphose im Stavanger-Gebiete charakteristisch sind, sondern überhaupt in Kontaktzonen ähnlicher Art sehr verbreitet zu sein scheinen.

Das nächste Stadium der Injektionskontaktmetamorphose, das auch noch zu dem der gefeldspateten Glimmerschiefer gehört, ergibt einen neuen Gesteinsgemengteil, indem neben Porphyroblasten von Albit oder einem albitreichen Plagioklas auch solche von Kalifeldspat auftreten, und zwar als Mikroperthit (der durch spätere Kataklase mitunter in natronhaltigen Mikroklin umgewandelt wird). Gleich darauf zeigt sich auch strukturell eine neue Erscheinungsweise der Feldspate, indem diese nicht nur als isolierte Porphyroblasten auftreten, sondern auch Augen, kurze Linsen und Streifen bilden. Wir gelangen hiermit zu Gesteinen, wie man sie gemeinhin als injizierte Glimmerschiefer, Gneisglimmerschiefer oder ähnlich zu bezeichnen pflegt. Auch im Grundgewebe kann Kalifeldspat auftreten, hier meist in kleinen xenomorphen Körnern ohne Gitterung.

Es sei ausdrücklich bemerkt, daß man sich keineswegs vorstellen darf, die gesamte Feldspatmenge in solchen Gesteinen sei durch einfache mechanische »Injektion« in flüssigem oder fluidem Zustande als Feldspat vom Intrusivgestein her zugeführt worden, eine Auffassung, die recht gebräuchlich sein dürfte, und wozu Namen wie »injizierter Glimmerschiefer« geradezu einladen. Eine solche Vorstellung halte ich für durchaus unrichtig, denn wie ich in einem späteren Kapitel zeigen werde, muß viel Material zur Feldspatbildung vom metamorphen Schiefer selbst herstammen, die Bildung der »injizierten« Feldspate ist ein *metasomatischer* Vorgang, bei welchem die Stoffzufuhr in quantitativer Beziehung oft recht untergeordnet ist. Dies sei vorweg gesagt, damit man mit dem Begriffe »Injektion« in diesen Fällen nicht unrichtige Vorstellungen verknüpfe. Deshalb ist es auch vorzuziehen, diese Gesteine als gefeldspatete Glimmerschiefer zu bezeichnen, analog der von französischen Petrographen angewandten Nomenklatur.

Wie oben erwähnt, sind wegen des nahen geologischen Verbandes die Albitporphyroblasten-Schiefer und die andern gefeldspateten Glimmerschiefer, Gneisglimmerschiefer und ähnliche Derivate der Phyllite mit ein und derselben Bezeichnung auf der Karte dargestellt. Die metamorphen Gesteine dieser Art sind gewöhnlich auch von sehr zahlreichen kleinen Intrusivmassen granitischer und trondhjemitischer Zusammensetzung

durchadert. Es wäre unmöglich, alle diese kleinen Intrusivmassen naturgetreu in Kartenbilde darzustellen, weshalb sie unter derselben schematischen Bezeichnung mit inbegriffen sind. Diese Bezeichnung, hellgrünlicher Untergrund mit schwarzer Punktierung, überdruckt mit dünnen roten Streifen, entspricht also all den Teilen der Injektionskontaktzonen, in welchen neu entstandenes oder zugeführtes Feldspatmaterial in den Phyllitderivaten makroskopisch sichtbar auftritt, ferner auch den Teilen der Kontaktzonen, welche mit sauren Intrusivgängen durchadert sind.

Ein noch höheres Stadium der Injektionskontaktmetamorphose wird erreicht, wenn nicht nur die Glimmerschiefermasse verfeldspatet wird, unter Aufzehrung des Tonerdeüberschusses, sondern auch noch *mechanisch* Intrusivmaterial beigemischt wird. Gesteine dieser Art habe ich auf der Karte als *Injektionsgneis* bezeichnet. Es sei übrigens gleich bemerkt, daß eine *scharfe* Scheidung zwischen »gefeldspateten Glimmerschiefern« und den »Injektionsgneisen« natürlich nicht durchführbar ist, und daß ihre getrennte Darstellung auf der Karte nur den Zweck hat, näherungsweise die Mengenverhältnisse in der Zusammensetzung der injektionsmetamorphen Gesteine zum Ausdruck zu bringen.

Ich bin mir sehr wohl bewußt, daß diese Abgrenzung eine recht willkürliche ist, um so mehr, als bei der Kartierung ja doch nur das makroskopisch sichtbare »Injektionsmaterial« berücksichtigt werden kann, während oft eine bedeutende Feldspatmenge in Grundgewebe dieser Gesteine steckt: vor allem aber ist die Abgrenzung willkürlich, weil beide Prozesse, die Feldspatbildung durch Metasomatose auf Kosten von Schiefermaterial und die mechanische Injizierung von Quarz-Feldspat-Material, nicht nur nacheinander und an verschiedenen Orten vor sich gegangen sind, sondern sicherlich teilweise gleichzeitig am gleichen Ort, wie ich auch in den folgenden Kapiteln an typischen Beispielen zeigen werde.

Unter den Injektionsgneisen können wir verschiedene Varietäten unterscheiden, einerseits nach der Form der »Injektionsmassen« (Augen, Streifen, Adern, Lagen, diffuse Verteilung), anderseits nach deren strukturellen Beschaffenheit (aplitische und pegmatitische Injektionsmassen), wie man es auch von andern injektionsmetamorphen Gebieten her kennt; ich brauche hier nur an Sederholms klassische Beschreibungen finnischer Injektionsgneise zu erinnern. Hierzu kommt noch die chemische Variation der »Injektionsmassen« zwischen granitischen und trondhjemitischen Typen.

Oft sind in ein und derselben Gesteinsmasse, wie sie etwa innerhalb eines Kubikmeters entwickelt ist, die verschiedenen Struktur- und Texturtypen der erwähnten Arten vertreten. Augen, Adern und Streifen von »Injektionsmaterial« teils aplitischer, teils pegmatitischer Art können auf

engem Raume wechseln. Oft sind aber auch die einzelnen geologisch zusammenhängenden Massen von Injektionsgneis durch relativ konstante Struktur und Textur gekennzeichnet.

Über die Dimensionen der Gebiete von gefeldspateten Glimmerschiefern und Injektionsgneisen mag ein Blick auf die geologische Karte schneller orientieren als eine ausführliche Beschreibung. sie erreichen Kilometerbreite und mehr. Die Injektionsgneise bilden in der Regel die innerste Kontaktzone um die sauren Intrusivgesteine des Stavanger-Gebietes, hierauf folgen nach außen die gefeldspateten Glimmerschiefer etc. Ferner bilden die Injektionsgneise Platten und Bänder innerhalb der sauren Tiefengesteinsmassen.

Es sei hier noch auf den genetisch höchst wichtigen Umstand hingewiesen, daß die gefeldspateten Glimmerschiefer, wie auch die Injektionsgneise, nicht nur an die eigentliche unmittelbare Umrandung der Intrusivgesteine gebunden sind, oder als Einschlüsse in diesen auftreten können, sondern daß sie selbst auch geologisch relativ selbständige Gesteinskörper bilden können, welche nach Art der Satellit-Lakkolithen die eigentlichen Intrusivmassen begleiten. Diese Tatsache ist von großer geologischer Bedeutung (sie zeigt sich übrigens noch ausgesprochener in den Kartenbildern, welche Norges geologiske Undersökelse aus dem nördlichen Norwegen veröffentlicht hat[1]), denn sie beweist, daß die »injizierenden« Schmelzflüsse, Dämpfe oder Lösungen die Fähigkeit hatten, große Strecken (mehrere Kilometer) längs den Schiefrigkeitsflächen der Phyllite und Glimmerschiefer zurückzulegen, eine Tatsache, die sehr wichtig ist, wenn wir die »mise en place« der eigentlichen Intrusivgesteine im Stavanger-Gebiete und anderwärts im Faltungsgraben erklären wollen.

2. Derivate der grünen Schiefer.

Ähnliche Umwandlungsreihen, wie sie oben für die injektionskontaktmetamorphen Gesteine der Phyllitabteilung beschrieben wurden, liessen sich wohl auch für verschiedene Gesteine in der Abteilung der grünen Schiefer aufstellen. Auch injektionsmetamorphe grüne Schiefer spielen eine bedeutende Rolle im Aufbau des Stavanger-Gebietes. In petrographischer Beziehung bieten die injektionsmetamorphen Gesteine aus dieser Abteilung eine bedeutend größere Mannigfaltigkeit, als diejenigen der Phyllitabteilung,

[1] Man vergleiche zu. B. die Karten in: J. Oxaal, Fra indre Helgeland, Norges geol. Unders. Skr. 59, Nr. 1. 1911, J. Rekstad, Bidrag til Nordre Helgelands geologi, ebenda Nr. 62, 1912, sowie vor allem die ausgezeichnet instruktive Karte in J. Oxaal, Dunderlandsdalen, ebenda No. 86, 1919.

da ja ihr Substrat ein weit mannigfaltigeres ist. Wir finden in der Abteilung der grünen Schiefer gefeldspatete Glimmerschiefer und Injektionsgneise, welche sich von Tonschieferschichten ableiten, injizierte Amphibol- und Biotit-reiche Gesteine, die sich wohl von Tuffen ableiten können und injizierte Amphibolite, die Derivate ursprünglicher basischer Effusiv- und Intrusivgesteine.

Wohl die prachtvollsten Injektionserscheinungen an dieser Abteilung findet man auf der südöstlichen Hälfte der Insel Rennesö. In kleinerem Maßstabe, rein lokal, finden wir Injektionsgesteine in den grünen Schiefern an der Südwestspitze der Insel Finnö, bei der Landspitze Naversnes (vergl. S. 11—13 u. 29) und auf dem nördlichen Teil der Insel Halsne, um nur einige Beispiele zu nennen. Auch die kleine Insel Alsteinen, westlich von Tungenes, könnte hier erwähnt werden, wo sogar starke Auflösungserscheinungen (unter Bildung von Eutektstrukturen) der grünen Gesteine an der Grenze gegen granitische Intrusivgänge auftreten.

Diejenige Injektionsgesteine, deren Substrat aus den Tonschiefern dieser Abteilung bestanden hat, unterscheiden sich in keiner Weise von analogen Gesteinen in der Phyllitabteilung.

Bestand das Substrat aus Schiefern, die reicher an Kalk und Magnesia waren, wie sie in den grünen Schiefern offenbar durch Tuffbeimengung häufig sind, so äußert sich das in den betreffenden Gesteinen der Injektionskontaktzonen in reichlichem Auftreten von Amphibol und Klinozoisit-Epidot, sowie in der massenhaften Bildung eines eigentümlichen grünlichbraunen Biotits, der sich durch diesen Farbton im Dünnschliff von den braunen, rotbraunen oder violettbraunen Biotiten der reinen Tonschieferderivate unterscheiden läßt.

Die Derivate der reineren Tuffschichten, sowie der grünen Effusiv- und Intrusivgesteine sind durch ihren Reichtum an Amphibol gekennzeichnet, der neben Plagioklasen, Klinozoisit, sowie Granat und etwas Biotit der Hauptgemengteil ist. Je nach der Art des Substrats und der Intensität der Metamorphose erhält man als Kontaktprodukte mehrere Reihen amphibolitischer und pseudo-dioritischer Gesteine.

Die Derivate der grünen Schiefer sind indessen kein sehr geeignetes Material um daran die Gesetze der Injektionskontaktmetamorphose zu studieren. Einerseits sind wir über Zusammensetzung, Mineralbestand und Struktur der Ursprungsmaterialien viel schlechter unterrichtet als über die Tonschiefer der Phyllitabteilung. Anderseits macht uns auch der schnelle Wechsel verschiedenartiger Sedimente und Eruptive innerhalb der grünen Schiefer große Schwierigkeiten, sobald wir ein und dasselbe Ausgangsmaterial in verschiedenen Stadien der Metamorphose studieren wollen.

Die ursprünglich recht gleichmäßigen Tonsedimente der Phyllitabteilung eignen sich viel besser zur Lösung solcher Aufgaben.

Deshalb beschränken wir uns in den späteren Kapiteln auf die Derivate der Phyllitabteilung.

Soviel ich aus dem bis jetzt vorliegenden Material ersehen kann, scheint bei der Injektionskontaktmetamorphose anderer Gesteine als der Tonschieferderivate die Metasomatose entweder zu fehlen oder andere Wege einzuschlagen als in der oben skizzierten Gesteinsreihe.

Metasomatische Prozesse dürften sich in Amphiboliten vorwiegend durch Biotitbildung äußern[1], dagegen dürfte eine Zunahme des Feldspatgehalts in solchen Gesteinen wohl wesentlich durch rein mechanische Injektion »fertigen« Feldspats in Form von Schmelzflüssen oder Lösungen bedingt sein, abgesehen natürlich von solcher Feldspatbildung, die durch reine Temperatursteigerung in den inneren Kontaktzonen auf Kosten von Klinozoisit und Amphibol stattfindet.

Eine reichliche mechanische Durchsetzung der grünen Schiefer mit Gängen von saurem Intrusivmaterial findet sich vielerorts und ist auf der Karte durch einen besondere Bezeichnung, rote Streifen auf grünem Grunde, schematisch dargestellt.

Trondhjemitische Gesteine solcher Gänge und Intrusivplatten enthalten nicht selten ähnliche Amphibole, wie die durchbrochenen grünen Schiefer, vielleicht ein Anzeichen für mechanische oder chemische Auflösung des Nebengesteins. Über das Auftreten von Amphibol in Adamellit siehe S. 26.

Abgesehen von dieser besonderen Bezeichnung für stark von sauren Gängen durchsetzte Gebiete der grünen Schiefer, und der Bezeichnung für Injektionsgneise, unter welchen auch die entsprechenden Derivate grüner Schiefer mit einbezogen sind, habe ich die Injektionskontaktzonen in den grünen Schiefern nicht besonders auf der Karte eingetragen, da sich die Abgrenzung der Injektionskontaktmetamorphose gegen die reine Regionalmetamorphose in diesen Gesteinen zurzeit noch nicht leicht durchführen läßt.

Ein detailliertes Studium der Injektionskontaktmetamorphose in der Abteilung der grünen Schiefer ist eine Aufgabe für die Zukunft; eine solche Untersuchung wird gewiß viel zur Kentnis der Metamorphose beitragen können. Aber ehe man sich an die Lösung so komplizierter Probleme wagt, müssen einfachere Aufgaben, wie sie die Injektionskontaktmetamorphose der Phyllitabteilung bietet, erst gelöst sein.

[1] Wie es F. Becke kürzlich auch für alpine Gesteine wahrscheinlich gemacht hat.

3. Derivate basischer Opdalit-Trondhjemit-Gesteine.

Auch die ältesten, basischen, Gesteine des Opdalit-Trondhjemit-Stammes sind unter dem Einfluß der jüngeren sauren Intrusivmassen kontaktmetamorphosiert worden. Dabei entstanden aus den Quarz-Biotit-Noriten biotitführende amphibolitische Gesteine. Derartiges kann man zum Beispiel an Vorkommen bei Utstein und an der Nordwestecke von Mosterö studieren.

Es wäre sehr wohl denkbar, daß in dem Gesteinskomplexe, den wir unter der Bezeichnung »Abteilung der grünen Schiefer« zusammengefaßt haben, noch gar manches durch Kontaktmetamorphose amphibolitisiertes basisches Intrusivgestein steckt, das dem Opdalit-Trondhjemit-Stamme angehört.

Petrographische Beschreibung der metamorphen Gesteine.

In den nun folgenden Kapiteln sollen die metamorphen Gesteine der Phyllitabteilung, welche im Stavanger-Gebiete vorkommen, eingehend beschrieben werden. Wir beginnen mit den schwächsten Stadien der Metamorphose, entsprechend offenbar den niedrigsten Temperaturen, um danach zu stärker metamorphen Gesteinstypen überzugehen.

Als Normalgesteine, welche wir der Schilderung der Umwandlungsvorgänge zu Grunde legen, betrachten wir in folgenden die Derivate normal zusammengesetzter Tonschiefer.

Gesteine anderer Art (Tonschiefer mit anomal hohem Tonerdeüberschuß, sowie Gesteine der Reihe Tonschiefer-Kalkstein) sollen in den einzelnen Kapiteln nur anhangsweise erwähnt werden, um das Fortschreiten der Beschreibung nicht zu hemmen. Denn als Hauptaufgabe dieser Untersuchungen betrachte ich es, die allmähliche Umbildung der Tongesteine in der Reihe zum Injektionsgneis klar und übersichtlich darzulegen.

1. Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllite.

Das allgemeine Auftreten dieser Gesteine im kaledonischen Gebirge überhaupt, und im Stavanger-Gebiet insbesonders, ist bereits in den beiden vorigen Abschnitten erörtert worden.

Die Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefer sind feinschuppige Gesteine, in welchen man makroskopisch höchstens einige helle Glimmerschüppchen, rostige Karbonatrhomboëder, Kiespunkte, sowie natürlich Quarzstreifen erkennen kann. Die Farbe der Gesteine ist eine graue oder hell grünlichgraue, bei reichlicher Gegenwart kohliger Beimengungen wird die Farbe natürlich dunkler, bis tief schwarz.

Die Gesteine sind meistens stark verschiefert, teils mit ebenen Schieferungsflächen, teils mit wulstiger Fältelung und Zerknitterung derselben. Sehr oft findet man eingelagert in den Phylliten kurze Linsen und Striemen von weißem Quarz, den ich für eine Sekundärbildung halten möchte, gebildet auf Kosten der angrenzenden Sedimentmasse durch während der Metamorphose zirkulierende Lösungen. Diese Quarzstriemen dürfen natürlich nicht verwechselt werden mit plattenförmigen Apophysen der magmatischen Quarzmassen (vergl. S. 31—33), die sich mitunter in die umgebenden Phyllite hineinverzweigen.

Ein Strukturbild eines typischen Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllits ist auf Tafel VI, fig. 1 dargestellt.

Am Dünnschliff erkennt man als Hauptbestandteile dieser Phyllite Quarz, Muskovit und Chlorit. Der Quarz zeigt nur höchst selten die Form der ursprünglichen klastischen Quarzkörner[1], sondern ist völlig umkrystallisiert und meistens stark mechanisch zermahlen. Meist ist ein feinkörniges Grundgewebe von Quarz und Chlorit gebildet, welches von gröberen Muskovitstriemen durchzogen wird, oft auch von groben, offenbar zuletzt umkrystallisierten Quarzschmitzen. Mitunter zeigt der Muskovit schon in diesen Phylliten eine gewisse Tendenz zur Bildung größerer, öfters quergestellter Porphyroblasten. Sowohl im Grundgewebe wie im gröberen Quarz findet man scharfe kleine Rhomboëder eines oft rostigen Karbonats, mitunter auch Magnetitpseudomorphosen nach solchen Rhomboëdern, seltener auch xenomorphe Fetzen von Kalkspat. Ein häufiger, ursprünglich klastischer Gemengteil ist Albit, seine Menge ist allerdings viel kleiner als die des Quarzes. Kleine Mengen von Apatit können in der Regel nachgewiesen werden. Sehr oft findet man klastische Körner von Turmalin, meist von grünlichblauer, seltener brauner Farbe, ferner auch Titanit und Zirkon. Kohlige Substanzen sind, wie oben erwähnt, recht häufig. Sind sie in größerer Menge vorhanden, so ordnen sie sich gern mit dem Muskovit zu selbständigen Striemen und Lagen an, deren Verlauf oft starke Fältelung der Gesteinsmasse erkennen läßt. Kleine Rutilnädelchen sind allgemein verbreitet.

Der Chlorit ist in den hierher gehörigen Gesteinen fast stets optisch schwach negativ, mit hell grünlichen oder gelblichgrünen Absorbtionsfarben. Gröbere Chlorite von anderm optischen Verhalten[2], stark negativ

[1] In den metamorphen Schiefern der Hochgebirgsgegenden nordöstlich von Stavanger (im Suldal-Gebiete) findet man dagegen häufig Phyllite mit sehr gut erhaltener Primärstruktur; ich werde diese Gesteine bei späterer Gelegenheit beschreiben.

[2] Doch muß bemerkt werden, daß oft auch sicher diaphthoritische Chlorite (nach Biotit) in Stavangergesteinen denselben optischen Charakter besitzen (schwach negativ), wie „primäre" Chlorite.

oder schwach positiv, erwecken meistens berechtigen Verdacht, daß es sich um Produkte der Diaphthorese handelt (nach Biotit oder Granat) zumal wenn sagenitische Rutilnetze im Chlorit eingewachsen sind, die offenbar dem Titangehalt der früheren Biotits entsprechen.

Es erschien mir von wesentlicher Bedeutung, die durchschnittliche Zusammensetzung dieser Phyllite im Stavanger-Gebiete kennen zu lernen. Aus dem Material, welches ich im Herbst 1914 mikroskopisch untersucht hatte, wählte ich 18 typische unverwitterte Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllite, wobei ich besondere Sorgfalt darauf verwandt habe, möglichst nur primäre Gesteine dieser Art mitzunehmen, dagegen keine solchen Gesteine, für welche sich ein Verdacht auf Diaphthorese begründen ließe. Von jedem der 18 Handstücke wurden 50 Gramm Substanz an verschiedenen Teilen der Stücke abgeschlagen, und die gesamten 900 Gramm zur Erzielung einer Durchschnittsmischung in einer Kugelmühle vermahlen.

Folgende Vorkommen wurden zur Durchschnittsanalyse angewandt:

	Spez. Gewicht[1]
1. Landzunge beim Hofe Nag, Strand	2.751
2. Ostspitze von Steinsö, 2 Km. NO von Stavanger	2.775
3. Westlich Sagdalen, Ombö	2.777
4. Westspitze von Sandö, 5 Km. NO v. Stavanger	2.779
5. Landzunge bei Vaagen, Insel Fogn	2.781
6. Zwischen Valvig und Breivig, Randö	2.787
7. Südwestseite der Insel Idse	2.790
8. Ostspitze von Steinsö, 2 Km. NO von Stavanger	2.791
9. Seienes, Ombö	2.792
10. Südöstlich Atletveit, Ombö	2.794
11. Landstraße Hjelmeland-Fister, nordöstlich der Karte	2.805
12. Zuoberst am Abhang. Fußpfad Helland—Nag, Strand	2.808
13. Ostspitze von Oddaholmen, 6 Km. NO v. Stavanger	2.813
14. Tunge, Nordspitze der Stavanger-Halbinsel	2.816
15. Landzunge bei Vaagen, Fogn	2.819
16. Nasaret, 3 Km. S von Stavanger	2.821
17. Am Ufer bei Finnestad, 3.5 Km. NW von Stavanger	2.822
18. Südspitze von Vassökalven, 3 Km. ONO von Stavanger	2.851

Gestein 5 ist durch relativ hohen Kohlenstoffgehalt schwarz gefärbt, die übrigen gehören zu den typischen hell- bis dunkelgrauen (meist mit etwas grünlichem Ton) Phylliten des Gebiets.

[1] Bestimmt von E. Berner; das Verzeichnis ist nach dem spezifischen Gewicht der Einzelproben geordnet, auch wenn mehrere Handstücke desselben Fundorts angewandt wurden.

Die Analyse[1] ergab folgende Zahlen:

Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit, Mittel$_{18}$, Stavanger-Gebiet.

	O. Röer anal.
SiO_2	58.32
TiO_2	0.98
Al_2O_3	20.00
Fe_2O_3	2.01
FeO	4.98
MnO	0.22
MgO	1.85
CaO	0.66
BaO	0.10
Na_2O	1.26
K_2O	4.49
P_2O_5	0.15
CO_2	0.43
S	0.06
C	0.36
$H_2O - 105^0$	0.05
$H_2O + 105^0$	4.05
	99.97
Mittlere Dichte $\frac{20^0}{4^0}$	2.798

Da es mir von Interesse schien, etwas über die Verbreitung der seltneren Elemente in Tonschieferderivaten zu erfahren, liefs ich noch folgende Bestimmungen ausführen:

ZrO_2	0.00
Cr_2O_3	0.02
V_2O_3	0.03

Der Mineralbestand des typischen Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllits kann aus dieser Analyse folgendermassen berechnet werden:

Titansäure wird als Rutil verrechnet, Phosphorsäure als Apatit, Kohlensäure als Kalkspat und Braunspat, Schwefel als Pyrit, Kohlenstoff

[1] Bei fast sämtlichen, in dieser Publikation mitgeteilten Analysen hat Herr Chemiker O. Röer auf meinen Wunsch Doppelbestimmungen der wichtigeren Bestandteile ausgeführt, die stets sehr nahe übereinstimmen. Die maximalen Differenzen waren: SiO_2 0.12, TiO_2 0.04, Al_2O_3 0.13, Gesammteisen 0.11, FeO 0.04, MgO 0.10, CaO 0.07, BaO 0.01, Na_2O 0.06, K_2O 0.07, H_2O (+ 105°) 0.10, CO_2 0.03, S 0.02. Im Durchschnitt waren die Unterschiede natürlich noch geringer.

als amorphe Kohle. Die Menge des Eisenerzes (Magnetit) im Gestein wird schätzungsweise gleich 1 % gesetzt. Der gesamte Kaligehalt wird als Muskovit in Rechnung gebracht, der gesamte Natrongehalt als Albit (Anorthit-frei). Dann bleibt ein Rest übrig, der sich als Chlorit und Quarz verrechnen läßt. Die Menge des Chlorits berechnet sich zu 18 % der Gesteinsmasse.

Die Zusammensetzung des Chlorits wäre demnach die folgende; zum Vergleiche ist Erlenmeyers[1] Analyse des Chlorits von Balduinstein an der Lahn daneben aufgeführt.

	Chlorit, berechnet.	Chlorit, Balduinstein.
SiO_2	24.8	25.72
Al_2O_3	18.3	20.69
Fe_2O_3	7.3	4.01
FeO	25.2	27.70
MnO	1.2	—
MgO	10.1	11.70
H_2O	12.9	10.05
	99.8	99.06
		Dichte 2.991.

Es wäre sehr zu wünschen, daß systematische Untersuchungen über Zusammensetzung und optische Eigenschaften gesteinsbildender Chlorite angestellt würden. Unser Wissen von der Optik der Chloritgruppe ist fast nur auf eisenarme Chlorite beschränkt.

Der Gang der Berechnung kan folgendermaßen schematisch dargestellt werden:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O	C
0.98 % Rutil	—	0.98	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.37 » Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0.20	—	—	0.15	—	—	—	—
0.66 » Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	0.37	—	—	—	0.29		—	—
0.32 » Braunspat	—	—	—	—	0.06	—	0.03	0.09	—	—	—	0.14	—	—	—
0.11 » Pyrit	—	—	—	—	0.07	—	—	—	—	—	—	—	0.00	—	—
0.36 » Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—	0.36
1.00 » Magnetit	—	—	—	0.69	0.31	—	—	—	—	—	—		—	—	—
38.05 » Muskovit	17.21	—	14.63	—	—	—	—		—	4.49	—	—	—	1.72	—
10.64 » Albit	7.31	—	2.07	—	—	—	—	—	1.26	—	—	—	—	—	—
18.00 » Chlorit	4.47	—	3.30	1.32	4.54	0.22	1.82	—	—	—	—	—	—	2.33	
29.33 » Quarz	29.33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—
99.82 %	58.32	0.98	20.00	2.01	4.98	0.22	1.85	0.66	1.26	4.49	0.15	0.43	0.06	4.05	0.36

[1] Siehe Hintze, Handbuch der Mineralogie. Bd. II. 1897. S. 738. Anal. VI.

Die kleinen Mengen an BaO und V_2O_3 sind wohl im Muskovit gebunden, der kleine Chromgehalt wohl entweder im Muskovit oder im Chlorit, wahrscheinlich in letzterem.

Wir können die Richtigkeit der Berechnung, die mit dem mikroskopischen Befunde sehr gut übereinstimmt[1], auch durch das spezifische Gewicht kontrollieren. Berechnen wir die Dichte des Gesteins aus der Dichte der einzelnen Komponenten, so erhalten wir folgendes Resultat, welches, wie man sieht, mit der direkten Dichtebestimmung gut übereinstimmt.

		Spez. Gew.	Volumen.
29.33 %	Quarz	2.6495	0.11070
10.64 »	Albit	2.624	0.04055
38.05 »	Muskovit	2.85	0.13351
18.00 »	Chlorit	2.991	0.06018
1.00 »	Magnetit	5.20	0.00197
0.37 »	Apatit	3.22	0.00116
0.98 »	Rutil	4.25	0.00231
0.66 »	Kalkspat	2.72	0.00243
0.32 »	Braunspat	3.00	0.00107
0.11 »	Pyrit	5.18	0.00021
0.30 »	Kohle	1.80	0.00200
99.82 %	Summe = spez. Vol. des Gesteins		0.35604
	korrigiert auf 100 %		0.35668.

Hieraus Dichte des Gesteins 2.804, gefunden 2.798.

Analyse und Mineralbestand kennzeichnen diese Phyllite als Derivate typischer Tonsedimente.

Wo sich im Stavanger-Gebiete Derivate von Mergelgesteinen im selben Stadium der Metamorphose vorfinden, unterscheiden sie sich von den typischen Quarz-Muskovit-Chlorit-Phylliten nur durch das Hinzutreten entsprechender Kalkspatmengen zu dem oben beschriebenen Mineralbestande.

2. Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Phyllite.

Das erste sichtbare Anzeichen erhöhter Metamorphose, das man wahrnimmt, wenn man sich im Stavanger-Gebiete den kaledonischen Intrusivmassen nähert, zeigt sich in der Entstehung winziger, anfangs kaum stecknadelkopfgroßer (später bis etwa 2 mm.) Knötchen, welche sich im Phyllit entwickeln, und um welche die nächst angrenzenden Schieferlagen eine leichte Auftreibung erkennen lassen. Diese Knoten bestehen aus im Dünnschliff hellrotem Granat, teils in rundlichen Individuen, teils in der Richtung der Schieferung verlängert, teils in deutlichen Krystallen. Optisch ist der Granat stets vollkommen isotrop, sehr im Gegensatz zu den

[1] Vielleicht ist der Albitgehalt etwas zu hoch berechnet; ein wenig Natron dürfte nämlich in den Muskovit eingehen. Dasselbe gilt auch für die folgenden Gesteinsberechnungen.

Kalkgranaten gewöhnlicher Kontaktgesteine. Sehr oft zeigt der Granat Einschlüsse von Quarz, oft auch, wenn in dunkeln Phylliten, Einschlüsse kohliger Substanz, die dann meistens zonare Anordnung in konzentrischen Lagen aufweisen, als sei die Krystallisation des Granats intermittierend verlaufen.

Die Untersuchung des Granats ergab, daß in diesen Phylliten ein *Spessartin Almandin* vorliegt, ähnlich dem Granat in manchen Ardennen-Schiefern. Granat aus Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Phyllit von der Westseite der Insel Bru, isoliert mittelst schwerer Flüssigkeit, magnetisch von Eisenerz getrennt, sehr rein, ergab bei der Analyse (L. Thomassen):

		Molekularquotienten	
SiO_2	37.03	0.6172	0.6214
TiO_2	0.34	0.0042	
Al_2O_3	(19.61)[1]	0.1923	0.2007
Fe_2O_3	1.34	0.0084	
FeO	24.34	0.3381	0.6075
MnO	12.28	0.1731	
MgO	0.83	0.0208	
CaO	4.23	0.0755	
	100.00		

Die Analyse entspricht sehr genau der Granatformel, abgesehen von einem ganz kleinen Kieselsäureüberschuß (Verunreinigung durch Quarz).

Der Chlorit dieser Schiefer bildet meist etwas größere Individuen als in den Schiefern der vorher behandelten Gruppe. Optisch ist er von den Chloriten der granatfreien Schiefer nicht zu unterscheiden, er ist fast immer schwach negativ.

In vielen Fällen mag es prinzipiell zweifelhaft erscheinen, ob der Chlorit eines Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefers primär (d. h. im Kulminationsstadium der Metamorphose) entstanden ist, oder ob er ein Produkt der Diaphthorese auf Kosten von Biotit darstellt.[2] In letzterem Falle kann man oft noch kleine Biotitreste im Gestein nachweisen, oder die auf S. 56—57 genannten Kriterien anwenden. In diesem Abschnitte soll nur von Gesteinen mit primärem Chlorit die Rede sein.

Eine ebenfalls diaphthoritische Erscheinung, welche in der Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Schiefern sehr häufig beobachtet wird, besteht in Chloritbildung auf Kosten von Granat. Der hierbei entstehende sekundäre Chlorit ist meistens stärker negativ doppelbrechend als der primäre Chlorit, nur selten ist er optisch positiv. Er bildet teils scharf umgrenzte Pseudomorphosen nach Granat, oft bestehend aus Anwachskegeln, jeder Kegel aus einer Gruppe Chloritblättchen parallel einer ursprünglichen Kry-

[1] Al_2O_3 aus der Differenz bestimmt, da die direkte Bestimmung verunglückte.

[2] Grundsätzlich wäre es natürlich denkbar, daß der Chlorit in allen diesen Granat-führenden Phylliten diaphthoritisch nach Biotit sei. Aber dann muß man für die *äußeren* Teile der Kontaktzonen im Stavanger-Gebiete eine ganz allgemeine Diaphthorese annehmen, die sich in den *inneren* Kontaktzonen nicht geltend macht.

stallfläche des Granats aufgebaut, teils lassen sich nur unregelmäßig begrenzte Anhäufungen von Chlorit erkennen. In letzterem Falle ist es natürlich oft schwer, die sekundäre Natur des Chlorits zu beweisen, sofern nicht etwa zerfressene Reste des ursprünglichen Granats auf die Diaphthorese hinweisen.

Die sonstigen Gemengteile sind dieselben, wie in der Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefern, doch ist die Korngröße meistens schon eine etwas größere. Der Rutil zeigt sich mitunter in Form dünner Nadeln im Granat eingewachsen. Der Albit des Grundgewebes scheint durchwegs etwas an Menge zuzunehmen gegenüber dem Albit in granatfreien Schiefern, er dürfte meist schon Spuren des Anorthitsilikats enthalten.

Der Muskovit zeigt schon recht starke Neigung zur Bildung quergestellter Porphyroblasten. Der Braunspat scheint diesen Gesteinen ganz zu fehlen, offenbar ist sein Gehalt an Eisenoxydul und Magnesia zur Bildung von Silikaten (und Magnetit) verbraucht worden, also eine Art von Dedolomitisation. Oft bildet Magnetit in Quarz schattenhafte Pseudomorphosen nach Karbonatrhomboëdern. Mitunter bildet der Magnetit auch selbständige kleine Krystalle.

Die graublauen oder grünlichblauen klastischen Turmaline sind oft von anscheinend neugebildetem braunen Turmalin umrandet; gar nicht selten zeigt brauner Turmalin, offenbar pneumatolytischer Entstehung, selbständige Krystalle im Gestein. Solche können übrigens schon in granatfreien Phylliten auftreten, beispielweise in der Umgebung magmatischer Quarzmassen.

Ein Bild eines besonders granatreichen Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Phyllits ist auf Tafel VI, Fig. 2 dargestellt.

Um die Zusammensetzung solcher Phyllite kennen zu lernen, ließ ich auch von diesen eine Durchschnittsanalyse ausführen. Hierzu wählte ich 8 Handstücke aus dem Stavanger-Gebiete, und zwar solche Gesteine, die ganz frei von Biotit oder erkennbaren Biotitpseudomorphosen waren. Ferner wurden diejenigen Gesteine ausgeschlossen, deren Granat diaphthoritische Chloritisierung erkennen läßt. Je 50 Gramm von jedem Handstück wurden zur Durchschnittsmischung genommen.

Folgende Vorkommen wurden zur Durchschnittsanalyse angewandt:

	Spez. Gewicht.[1]
1. Zwischen Haalandsvand und Kvernevigen, Stavanger-Halbinsel	2.767
2. Skibevik, Ombö, östlich der NO-Ecke der Karte	2.802
3. Südseite der Insel Byre, nordöstlich von Fogn	2.825

[1] Bestimmt von E. Berner.

4. Mitten an der Westseite der Insel Bru . . .	2.835
5. Bövaagen, Nordwestseite von Fogn[1]	2.839
6. Nahe der Nordwestspitze der Insel Bru . . .	2.871
6. Südwestspitze der Insel Bru	2.917
8. Ufer bei Grödeim, 6 Km. NW v. Stavanger . .	3.042

Alle diese Gesteine sind ihrer Korngröße nach typische Phyllite, von grünlichgrauer bis dunkelgrauer Farbe (öfters durch Kohlenstoffgehalt ziemlich dunkel). Die Gesteine zeigen meist auch im Kleinen deutliche Fältelung.

Die Analyse ergab folgende Zahlen:

Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Phyllit, Mittels.

O. Köer anal.

SiO_2	57.29
TiO_2	0.97
Al_2O_3	20.60
Fe_2O_3	2.40
FeO	5.48
MnO	0.41
MgO	1.76
CaO	0.37
BaO	0.10
Na_2O	1.40
K_2O	4.30
P_2O_5	0.14
CO_2	0.05
S	0.11
C	0.81
$H_2O - 105^0$	0.05
$H_2O + 105^0$	4.00
	100.24

Mittlere Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.862$.

Der Mineralbestand des Quarz-Muskokit-Chlorit-Granat-Phyllits kann aus dieser Analyse folgendermaßen berechnet werden: Titansäure wird als Rutil[1] verrechnet, Phosphorsäure als Apatit, Kohlensäure als Kalkspat,

[1] Beim Druck der Karte ist hier ein kleines Versehen unterlaufen: Die kleine Halbinsel nördlich von Bövaagen ist mit roter Farbe überdruckt, statt soweit die schwarze Punktierung reicht, die hellgrune Farbe der Granatphyllite zu zeigen.

[2] Mit Ausnahme der kleinen Titanmenge im Granat.

Schwefel als Pyrit, Kohlenstoff als amorphe Kohle. Die Menge des Granats läßt sich schätzungsweise gleich 2 % der Gesteinsmasse setzen, wobei vorausgesetzt wird, daß die Durchschnittszusammensetzung des Granats dem Vorkommen an der Westseite von Bru entspricht. Die Menge des Magnetits welche unzweifelhaft größer ist als im vorigen Gestein, wird schätzungsweise gleich 3 % gesetzt. Der gesamte Kaligehalt wird als Muskovit in Rechnung gebracht, der gesamte Natrongehalt als Albit mit 2.5 % Anorthitgehalt. Dann erhält man einen Rest, der sich als Chlorit und Quarz verrechnen läßt.

Die Berechnung führt zu 16.5 % eines Chlorits folgender Zusammensetzung:

	Chlorit, berechnet.
SiO_2	25.5 %
Al_2O_3	23.2 »
Fe_2O_3	1.8 »
FeO	23.8 »
MnO	1.0 »
MgO	10.5 »
H_2O	14.2 »
	100.0 %

Die Zahlen stimmen ganz gut auf eine Chloritzusammensetzung, doch erscheint der Wassergehalt etwas hoch: man vergleiche S. 59.

Der Gang der Berechnung kann folgendermaßen schematisch dargestellt werden:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O+	C
0.96 % Rutil	—	0.96	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.34 » Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0.18	—	—	0.14	—	—	—	—
0.11 » Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	0.06	—	—	—	0.05	—	—	—
0.21 » Pyrit	—	—	—	—	0.13	—	—	—	—	—	—	—	0.11	—	—
0.81 » Kohle	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.81
3.00 » Magnetit	—	—	—	2.07	0.93	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
36.38 » Muskovit	16.45	—	13.98	—	—	—	—	—	—	4.30	—	—	—	1.65	—
12.14 » Albit $An_{2.5}Ab_{97.5}$	8.26	—	2.42	—	—	—	—	0.06	1.40	—	—	—	—	—	—
2.00 » Granat	0.74	0.01	0.39	0.03	0.49	0.25	0.02	0.08	—	—	—	—	—	—	—
16.50 » Chlorit	4.20	—	3.82	0.30	3.93	0.16	1.74	—	—	—	—	—	—	2.35	—
27.64 » Quarz	27.64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100.09 %	57.29	0.97	20.60	2.40	5.48	0.41	1.76	0.38	1.40	4.30	0.14	0.05	0.11	4.00	0.81

Dies stimmt mit dem Resultate der mikroskopischen Untersuchung und läßt sich wiederum kontrollieren, indem wir die Dichte des Gesteins aus derjenigen der Einzelminerale berechnen.

Der kleine Baryumgehalt des Gesteins dürfte wohl in den Muskovit eingehen.

		Spez. Gew.	Volumen.
27.04 %	Quarz	2.6495	0.10432
12.14 »	Albit ($An_{2.5}Ab_{97.5}$) . . .	2.627	0.04621
36.38 »	Muskovit	2.85	0.12765
16.50 »	Chlorit	2.991	0.05517
2.00 »	Granat	4.1	0.00488
3.00 »	Magnetit	5.20	0.00577
0.34 »	Apatit	3.22	0.00106
0.96 »	Rutil	4.25	0.00226
0.11 »	Kalkspat	2.72	0.00040
0.21 »	Pyrit	5.18	0.00041
0.81 »	Kohle	1.80	0.00450
100.09 %	Summe . spez. Vol. des Gesteins		0.35263
	korrigiert aus 100 %		0.35238

Hieraus Dichte des Gesteins 2.838, gefunden 2.862.[1]

Derivate kalkhaltiger Tongesteine (Mergel), entsprechend demselben Stadium der Metamorphose, habe ich nicht untersucht. Ich halte es übrigens für wahrscheinlich, daß diese Zone unserer Kontakthöfe noch ganz außerhalb des Bildungsgebietes kalkhaltiger Silikate (auf Kosten von Kalkspat) liegt, und daß erst in der nächsten Zone, derjenigen der Quarz-Muskovit-Biotit-Granatschiefer, kalkhaltige Silikate, wie Klinozoisit, Amphibol etc. gebildet werden. In der eben behandelten Zone können von kalkhaltigen Silikaten wohl nur ganz schwach kalkhaltige Granaten und ebensolche Plagioklase entstehen.

Anhangsweise könnten hier noch die Quarz-Muskovit-Biotit-Phyllite kurz erwähnt werden, welche man hier und da im Stavanger-Gebiete antrifft (vergl. S. 481, ungefähr demselben Stadium der Injektionskontaktmetamorphose angehörend, wie die Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Schiefer. In petrographischer Beziehung bieten diese Gesteine keinerlei Eigentümlichkeiten gegenüber den gewöhnlichen Biotit-Phylliten des kaledonischen Gebirges. Wo sie im Stavanger-Gebiete auftreten, sind sie öfters stark chloritisiert.

[1] Die Übereinstimmung zwischen gefundener und berechneter Dichte ist in diesem Falle nicht ganz befriedigend. Eine bessere Übereinstimmung ließe sich nur erzielen, wenn man mit einer etwas größeren Granatmenge rechnet. Das würde aber zu einem ungewöhnlich hohen Wassergehalt im Muskovit und Chlorit führen.

3. Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Phyllite und entsprechende Granatglimmerschiefer.

Das nächste Stadium der Metamorphose besteht in der Entwicklung von Biotit auf Kosten von allem Chlorit und einem Teil des Muskovits. Die Größe der einzelnen Mineralindividuen hält sich anfangs noch innerhalb solcher Dimensionen, daß der phyllitische Habitus des Gesteins gewahrt bleibt. Bei zunehmender Metamorphose wächst aber dann die Korngröße der einzelnen Komponenten, sodaß man makroskopisch die verschiedenen Minerale unterscheiden kann. Die Biotit- und Muskovit-Tafeln erreichen dann oft Centimetergröße, die Granaten sind sehr oft erbsengroß oder noch größer. Tritt noch Amphibol hinzu, so erreichen seine Stengel Längen bis zu mehreren Centimetern[1].

Wir können zwei Texturarten in diesem Stadium der Metamorphose unterscheiden. Erstens die phyllitisch-glimmerschieferartige Textur mit Parallelanordnung aller blättrigen Gemengteile, zweitens eine mehr hornfelsartige Textur mit einem biotitreichen, nicht parallelstruierten Grundgewebe.

Quarz ist ein Hauptgemengteil des Grundgewebes, seine Körner sind selbst in den phyllitischen Typen bedeutend größer als in den Schiefern der vorigen Gruppe. In Gesteinen vom Glimmerschiefertypus wächst seine Korngröße natürlich noch ganz bedeutend. Am geringsten ist sie noch in den hornfelsartig struierten Gesteinen. Sehr oft bildet der Quarz selbständige, glasklare oder weißliche Fladen im Gestein.

Neben Quarz finden wir in entschieden größerer Menge als in den beiden vorigen Gesteinsgruppen einen sauren Plagioklas als Gemengteil des Grundgewebes in Form klarer Körner, welche dem Quarz strukturell gleichwertig sind. Meistens fehlt den Plagioklaskörnern die Zwillingsstreifung, sodaß man bei der Bestimmung auf Lichtbrechung und Axenbilder angewiesen ist.

In den phyllitischen Gesteinen dieser Art handelt es sich in der Regel um Oligoklasalbit mit einem Anorthitgehalt von etwa 10—15 %, in den groben Glimmerschiefern findet findet sich meist ein etwas anorthitreicherer Plagioklas, und im gröbsten Stadium dieser Stufe, in den groben grauen Granatglimmerschiefern finden wir sogar Oligoklas mit 24—29 % Anorthit[2].

---

[1] Die groben Glimmerschiefer sind übrigens durchaus nicht immer in unseren Kontaktzonen vertreten. Mitunter ist die ganze Biotit-Granat-Zone von Gesteinen mit phyllitischem Habitus gebildet.

[2] Die Bildung dieser Plagioklase in Injektionskontaktzonen erfolgt anscheinend nicht (oder nicht ausschließlich) auf Kosten eines primären Kalkspatgehalts im Gestein, sondern offenbar großenteils durch metasomatische Bindung von zugeführtem Calciumoxyd.

Gar nicht selten zeigen die Plagioklase dieser Schiefer einen merkbaren Zonenbau, der allerdings meist nur eine Spanne von etwa 4 % Anorthitgehalt umfaßt; der Bau zeigt regelmäßig die normale Zonenfolge der Eruptivgesteine, Kern anorthitreich, Hülle anorthitärmer[1].

Neben Quarz und Plagioklas ist Biotit der wichtigste Gemengteil; er bildet teils große Porphyroblasten von brauner oder violettbrauner Farbe, teils zackige Blätter im Grundgewebe ohne Parallelanordnung, dann öfters von ausgesprochen rotbrauner Farbe, ähnlich den Biotiten in vielen Hornfelsen. Recht häufig beobachtet man eine sekundäre teilweise Chloritisierung des Biotits. Am Außenrande der Biotit-Granat-Zone in unseren Injektionskontakthöfen hat man mitunter Gelegenheit, die erste Biotitbildung auf Kosten des Chlorits zu beobachten. Die Bildung des Biotits schreitet an größeren Chloritindividuen von außen noch innen fort. Ähnliches beobachtet man auch anderwärts im kaledonischen Gebirge bei den Ersetzung von Chlorit durch Biotit.

Der Muskovit tritt an Menge entschieden zurück, verglichen mit den beiden vorigen Schiefergruppen, indem ja ein Teil des Kaligehalts der Schiefer in Form von Biotit gebunden wird. Er bildet teils dünne Lamellen in Parallelverwachsung mit Biotit, teils dem Biotit gleichgeordnete Krystalle, teils besonders große Porphyroblasten, welche ohne Rücksicht auf die Schieferung im Gestein angeordnet sind.

Mitunter trifft man auch längliche Muskovitaggregate, die offenbar Pseudomorphosen nach einem jetzt verschwundenen Mineral darstellen, man könnte an Andalusit oder Staurolith denken. Der Muskovit dieser Aggregate ist meistens ziemlich grob, er zeigt oft Quetschungs- und Faltungserscheinungen, sodaß seine Bildung jedenfalls noch vor Abschluß der Gesteinsmetamorphose erfolgte.

Sehr selten findet man dünne Sillimanitnadeln in Muskovit eingewachsen (Horge).

Der Granat bildet in der Regel prächtige Porphyroblasten, mit ausgezeichneter Krystallbegrenzung durch das Rhombendodekaëder, dessen Kanten mitunter durch das Ikositetraëder abgestumpft werden. Selten sind die Granatkörner so klein, daß man sie erst bei Untersuchungen an Dünnschliffen wahrnehmen kann. Mitunter bildet der Granat unregelmäßige Krystallskelette. Gar nicht selten beobachtet man am Granat eine beginnende Umwandlung in Chlorit, welcher teils stark negativ ist, teils an der Grenze zwischen positivem und negativem optischen Charakter steht. Über die Zusammensetzung des Granats siehe weiter unten.

[1] Über Zonenbau in Plagioklasen kaledonischer Schiefer siehe übrigens auch Geol.-petr. Studien III, Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer, 1915

In geringer Menge findet sich mitunter Magnetit, doch entschieden spärlicher als in entsprechenden biotitfreien Phylliten, manchmal bildet er Ränder um Pyritkrystalle. Apatit findet sich ebenso häufig wie in den vorigen Stadien der Metamorphose, doch sind seine Individuen meistens schon etwas größer.

Rutil findet sich am häufigsten als Neubildung in chloritisiertem Biotit, mitunter bildet er auch langprismatische Krystalle im Granat, jedoch die Hauptmenge der Titansäure wird offenbar im Biotit gebunden. Winzige Zirkonkörner machen sich durch pleochroitische Höfe im Biotit bemerkbar, mitunter findet man auch abgerollte klastische Zirkonkrystalle. Die kohlige Substanz des Tonschiefers dürfte hier schon meist in Graphit umgewandelt sein.

Gar nicht selten enthalten Gesteine dieser Art etwas Klinozoisit (sehr eisenarm), zum Teil wohl gleichzeitig mit den andern Mineralen gebildet, zum Teil wohl sekundär gebildet aus Plagioklas (und anscheinend auch auf Kosten des Almandins). Sehr oft ist der Klinozoisit mit den Glimmermineralen assoziiert, vielleicht auf Kosten von zugeführtem CaO gebildet. Orthitkerne im Klinozoisit findet man nur selten.

In manchen der Biotit-Granat-Schiefer trifft man auch einen makroskopisch grünlichschwarzen Amphibol, im Dünnschliffe von graugrüner Farbe, dessen Menge jedoch in der Regel sehr unbedeutend ist und entschieden hinter der des Granats zurücksteht. Das Auftreten dieses Amphibols bedeutet entschieden schon ein etwas höheres Stadium der Metamorphose als dasjenige der Kombination Biotit-Granat, da der Amphibol meistens auf die unmittelbare Nachbarschaft der Intrusiva beschränkt ist, während Biotit-Granat-Schiefer einen weiteren Umkreis bedecken. Dies bezieht sich jedoch nur auf die Phyllitabteilung, nicht auf die grünen Schiefer in welch letzteren sich Amphibol naturgemäß viel leichter bildet.

Sehr häufig findet man Turmalin und zwar in größerer Menge als es den klastischen Turmalinfragmenten in den ursprünglichen Phylliten entspräche; der neugebildet Turmalin bildet oft recht große Krystalle von meist tiefbrauner Farbe. Der Turmalin ist offenbar unter Mitwirkung pneumatolytischer Prozesse gebildet. Als Fundort sei zum Beispiel die Osthälfte der Insel Aamö genannt.

Die Struktur der Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Phyllite und der entsprechenden gröberen Glimmerschiefer ist auf Tafel VII, VIII und IX dargestellt.

Von den Granatmineralen dieser Schiefer ließ ich einige Analysen ausführen (von meinen Assistenten A. Rödland und L. Thomassen):

I. Granat aus Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Phyllit, Westseite der Insel Bru, schon auf S. 61 mitgeteilt.

II. Granat aus dem Stadium beginnender Biotitbildung im Schiefer von Smieodden bei Vistevigen, Stavangerhalbinsel.

III. Granat aus Quarz-Muskovit-Biotit-Phyllit der Dampferanlegestelle auf Bru.

IV. Granat aus grobem Granatglimmerschiefer etwas unterhalb des Gipfels von Mastravarde, Mostero.

	I	II	III	IV
SiO_2	37.03	37.87	35.26	38.22
TiO_2	0.34	0.64	1.40	0.64
Al_2O_3	(19.61)[1]	19.75	(21.36)[1]	(22.64)[1]
Fe_2O_3	1.43	2.43	2.50	1.28
FeO	24.34	28.71	29.74	30.83
MnO	12.28	6.60	4.57	1.02
MgO	0.83	1.05	2.76	1.49
CaO	4.23	2.74	2.41	3.86
	100.00	99.89	100.00	100.00

Bemerkenswert ist die Abnahme des Mangangehaltes im Granat mit zunehmender Metamorphose des Schiefers. Es scheint bei beginnender Granatbildung zuerst verhältnismäßig manganreicher Granat gebildet zu werden, dann wird später der Granat manganärmer, indem erstens die Totalmenge des Almandins zunimmt, zweitens wohl auch etwas Mangan in den Biotit eingeht.

Es erschien mir wichtig, die Granat- und Biotit-führenden Phyllite und Glimmerschiefer des Stavanger-Gebietes analysieren zu lassen, um festzustellen, inwiefern ihr Chemismus von dem der Chlorit-Granat-Phyllite abweicht, insbesonders, ob die an Dünnschliffen beobachtete Zunahme des Plagioklasgehaltes im Grundgewebe auf einer Zufuhr von Natron beruht.

Zur Analyse wurde einerseits ein typisches Einzelvorkommen eines phyllitischen Gestein dieser Art gewählt, nämlich ein Quarz Muskovit-Biotit-Granat-Phyllit nahe der Dampferanlegestelle auf der Insel Bru[2]. Anderseits erschien es mir von Interesse, auch die Durchschnittszusammensetzung einer größeren Anzahl Vorkommen derartiger Phyllite und Glimmerschiefer kennen zu lernen, analog den Durchschnittsanalysen der beiden vorigen

[1] Aus der Differenz berechnet.

[2] Sowohl der Biotit, wie der Granat dieses Phyllits zeigten beginnende sekundäre Chloritisierung.

Schiefertypen. Endlich ließ ich auch eine Durchschnittsanalyse von einem besonderen Typus der Granatglimmerschiefer ausführen, von welchem es mir nach den geologischen Verhältnissen ein wenig zweifelhaft erschien, ob er zum obersten Teil der Phyllitabteilung gehört oder bereits zur Abteilung der grünen Schiefer. Es sind dies sehr grobkrystalline graue Glimmerschiefer.

Die erste Analyse, am oben erwähnten braunen Phyllit von Bru, ergab folgendes Resultat:

Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Phyllit, teilweise chloritisiert, Dampferanlegestelle, Bru.
O. Röer anal.

SiO_2	60.62
TiO_2	0.80
Al_2O_3	18.50
Fe_2O_3	1.32
FeO	5.65
MnO	0.07
MgO	2.42
CaO	1.66
Na_2O	1.81
K_2O	4.02
P_2O_5	0.08
S	0.05
$H_2O - 105^0$	0.17
$HO_2 + 105^0$	2.92
	100.09

Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.838$, bestimmt von E. Berner.

Die Diskussion der Analyse, insbesonders betreffend die Zunahme des Natrongehalts, wird in einem späteren Kapitel gebracht werden.

Ein Gestein dieses Typus ist auf Tafel VII, Fig. 1 und 2 dargestellt.

Der Mineralbestand des Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Phyllits von Bru läßt sich folgendermaßen aus der Analyse berechnen.

Phosphorsäure wird als Apatit verrechnet, Schwefel als Pyrit, 0.20 % Titansäure als Rutil (Sagenit im diaphthoritischen Chlorit), dann wird die Menge des Oligoklasalbits (An_{10} Ab_{90}) schätzungsweise gleich 15 % der Gesteinsmasse gesetzt; die Menge des Granats (Zusammensetzung entsprechend der Analyse III (siehe S. 69)) schätzen wir gleich 1.5 %, der Rest des Kalks wird als Klinozoisit[1] berechnet. Die Menge des Muskovits

[1] Entsprechend der Analyse des Klinozoisits von der Goßlerwand, E. Weinschenk, Zeitschr. f. Krystallogr. *26*, 1896, S. 166.

wird schätzungsweise gleich 23 % gesetzt, die Menge des (sekundären) Chlorits[1] gleich 10 %; dann hinterbleibt ein Rest, der als Biotit und Quarz in Rechnung zu führen ist.

Wird die Menge des Biotits gleich 15 % gesetzt, so erhält man die unter I angeführten Zahlen für dessen Zusammensetzung, unter II ist zum Vergleiche die Analyse eines Biotits aus Granitit nach Weyberg[2] angeführt, unter III nach demselben[3] Biotit aus Tonalit.

	I Berechnet für Biotit aus Granatphyllit, Bru.	II Biotit aus Granitit, Tatra.	III Biotit aus Tonalit, Adamello.
SiO_2	35.1	33.81	34.14
TiO_2	3.9	3.12	3.61
Al_2O_3	16.5	17.45	17.75
Fe_2O_3	5.3	4.06	2.46
FeO	15.6	16.49	18.64
MnO	—	0.63	0.55
MgO	8.1	8.53	8.53
CaO		0.83	0.25
Na_2O	1.5	2.14	1.86
K_2O	8.7	9.57	8.09
H_2O	5.1	4.15	4.37
	99.8	100.81[4]	100.25

Wie man sieht, stimmen die erhaltenen Zahlen ganz gut auf eine Biotitzusammensetzung.

Der Gang der Berechnung wird durch folgendes Schema erläutert:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	H_2O
0.20 % Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0.11	—	—	0.08	—	—
0.10 Pyrit	—	—	—	—	0.07	—	—	—	—	—	—	0.05	—
0.20 Rutil	—	0.20	—				—	—	—	—	—	—	—
15.00 Ol.-Alb ($An_{10}Ab_{90}$)	9.92	—	3.18	—	—	—	—	0.32	1.58	—	—	—	—
1.50 Granat	0.52	0.02	0.32	0.04	0.15	0.07	0.04	0.04	—	—	—	—	—
4.93 Klinozoisit	1.93	—	1.61	0.09	0.01	—	—	1.19	—	—		—	0.10
23.00 Muskovit[5]	10.41	—	8.84	—	—	—	—	—	—	2.71	—	—	1.04
10.00 Chlorit	2.57	—	2.07	0.40	2.78	—	1.17	—	—	—	—	—	1.01
15.00 Biotit	5.27	0.58	2.48	0.79	2.34	—	1.21	—	0.23	1.31	—	—	0.77
30.00 Quarz	30.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99.93	60.62	0.80	18.50	1.32	5.65	0.07	2.42	1.66	1.81	4.02	0.08	0.05	2.92

[1] Entsprechend dem Chlorit von Balduinstein, vergl. S. 59

[2] Siehe Osann, Beiträge zur chem. Petrographie III, 2, S. 322, No. 12.

[3] Ebenda S. 323, No. 22.

[4] Incl. 0.05 Li_2O.

[5] Für eine ganz exakte Berechnung müßte natürlich auch etwas Natron im Muskovit berücksichtigt werden, sowohl in dieser Analyse als auch bei anderen analogen Berechnungen.

Diese Berechnung stimmt gut mit dem mikroskopischen Befunde. Wir können sie noch kontrollieren, indem wir die Dichte des Gesteins aus der Dichte der einzelnen Minerale berechnen:

		Spec. Gew.	Volumen
30.00	Quarz	2.6495	0.11323
15.00	Oligoklasalbit (An_{10} Ab_{90})	2.637	0.05688
23.00	Muskovit	2.85	0.08070
10.00	Chlorit	2.991	0.03343
15.00	Biotit	3.05[1]	0.04918
4.93	Klinozoisit	3.37	0.01463
1.50	Granat	4.16[2]	0.00362
0.20	Rutil	4.25	0.00047
0.20	Apatit	3.22	0.00062
0.10	Pyrit	5.18	0.00019
99.93	Summe = Spez. Vol. des Gesteins		0.35296
	Korrigiert auf 100 %		0.35321

Hieraus Dichte des Gesteins 2.831, gefunden 2.838.

Zur Durchschnittsanalyse der typischen braunen Granat- und Biotit-führenden Phyllite und Glimmerschiefer nahm ich je 100 Gramm von folgenden Vorkommen:

	Spez. Gewicht[3]
1. Oberhalb der Dampferanlegestelle an der Osthälfte von Aamö	2.769
2. Dampferanlegestelle, Bru, zweites Handstück	2.775
3. Höchster Punkt von Aamö, nahe der Schule	2.790
4. Westseite von Mosterö	2.790
5. Westseite von Mosterö, zweites Handstück	2.846
6. Zwischen Stokkevand und Haalandsvand, 4 Km. westlich Stavanger	2.912

Eines der Stücke von Mosterö enthielt neben Granat auch ein wenig Amphibol. Durchschnittlich handelt es sich um gröber krystalline Gesteine (Glimmerschiefer) als bei der vorigen Analyse.

Ein Bild dieses Gesteinstypus wird auf Tafel VIII, Fig. 1 und 2 gegeben. Die Analyse ergab:

Brauner Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Schiefer, Mittel$_6$.
O. Körr anal

SiO_2	62.40
TiO_2	0.81
Al_2O_3	16.27
Fe_2O_3	1.44
FeO	5.78
MnO	0.35
MgO	2.19

[1] Siehe Geol.-petrogr. Studien II, 1915, S. 19, Anm. 2.

[2] Dichte eines chemisch analogen Almandins aus Sanidinit, J. Uhlig bei R. Brauns Neues Jahrb. f. Min. Beilage Bd. XXXIV, 1912, S. 94.

[3] Bestimmt von E. Berner.

CaO	2.07
BaO	0.07
Na_2O	2.28
K_2O	3.16
P_2O_5	0.16
CO_2	0.52
S	0.04
C	0.10
H_2O — 105°	0.16
H_2O + 105°	2.25
	100.05

Mittlere Dichte $\frac{20^0}{4^0}$ 2.814

Der Mineralbestand kann folgendermassen berechnet werden:

Phosphorsäure wird im Apatit gebunden, Schwefel im Pyrit, Kohlenstoff ist als Graphit vorhanden, Kohlensäure als Kalkspat[1], etwa 0.30 % Titansäure als (überwiegend sekundär ausgeschiedener) Rutil. Der Plagioklas dieses Gesteinstypus enthält durchschnittlich etwa 15 % Anorthit, die Menge des Plagioklases läßt sich auf 20 % schätzen. Die Menge des Granats dürfte etwa 3 % betragen, die Zusammensetzung mag der Analyse III, S. 69 entsprechen. Die Menge des Amphibols (nur in dem einen Gestein von Mosterö enthalten) dürfte in der Durchschnittsprobe etwa 0.5 % betragen, seine Zusammensetzung muß einem tonerdereichen gemeinen Amphibol entsprechen; die zur Berechnung gewählten Zahlen entnehme ich einer unveröffentlichten Analyse von Amphibol aus granatführendem Schiefer von Otta im zentralen Norwegen. Der Rest des Kalks wird als Klinozoisit berechnet (vergl. S. 70, Anm. 1). Die Menge des Muskovits wird schätzungsweise gleich 16.0 % gesetzt, die Menge des (diaphthoritischen) Chlorits gleich 8.0 %, der Rest ist als Biotit und Quarz zu verrechnen.

Nimmt man 15.6 % Biotit an, so wird dessen Zusammensetzung:

SiO_2	33.0
TiO_2	3.0
Al_2O_3	17.1
Fe_2O_3	6.4
FeO	16.3
MnO	1.4
MgO	7.2
Na_2O	1.8
K_2O	8.1
H_2O	4.3
	99.8

entsprechend einer üblichen Biotitzusammensetzung, vergl. S. 71.

[1] Dieser findet sich hauptsächlich in Probe 3, S. 72.

Die Berechnung entspricht dem Schema:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	C	H_2O
0.39 % Apatit . . .	—	—	—	—	—	—	—	0.22	—	—	0.16	—	—	—	—
0.08 Pyrit	—	—	—	—	0.05	—	—	—	—	—	—	—	0.04	—	—
0.10 Graphit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.10	—
1.14 Kalkspat . . .	—	—	—	—	—	—	—	0.62	—	—	—	0.52	—	—	—
0.30 Rutil	—	0.20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20.00 Oligoklas . . (An$_{15}$ Ab$_{85}$)	12.96	—	4.42	—	—	—	—	0.63	1.99	—	—	—	—	—	—
3.00 Granat	1.06	0.04	0.63	0.08	0.89	0.14	0.08	0.07	—	—	—	—	—	—	—
0.50 Amphibol . .	0.24	—	0.08	0.01	0.06	—	0.04	0.05	0.01	—	—	—	—	—	0.01
1.90 Klinozoisit . .	0.74	—	0.60	0.03	0.01	—	—	0.48	—	—	—	—	—	—	0.04
16.00 Muskovit . . .	7.24	—	6.14	—	—	—	—	—	—	1.89	—	—	—	—	0.73
8.00 Chlorit	2.06	—	1.65	0.32	2.23	—	0.94	—	—	—	—	—	—	—	0.80
15.60 Biotit	5.27	0.47	2.75	1.00	2.54	0.21	1.13	—	0.28	1.27	—	—	—	—	0.67
32.83 Quarz	32.83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99.84	62.40	0.81	16.27	1.44	5.78	0.35	2.19	2.07	2.28	3.16	0.16	0.52	0.04	0.10	2.25

Der kleine Baryumgehalt muß sich zwischen Biotit und Muskovit verteilen. Das Resultat der Berechnung stimmt gut mit dem tatsächlich beobachteten Mengenverhältnis[1]. Zur Kontrolle können wir wiederum die Dichte des Gesteins berechnen:

		Spez. Gew.	Volumen
32.83	Quarz	2.6495	0.12391
20.00	Oligoklas (An$_{15}$ Ab$_{85}$)	2.644	0.07564
16.00	Muskovit	2.85	0.05614
8.00	Chlorit	2.991	0.02675
15.60	Biotit	3.05	0.05115
1.90	Klinozoisit	3.37	0.00564
3.00	Granat	4.16	0.00722
0.50	Amphibol	3.20	0.00156
1.14	Kalkspat	2.72	0.00419
0.39	Apatit	3.22	0.00121
0.30	Rutil	5.18	0.00071
0.10	Graphit	2.26	0.00044
0.08	Pyrit	5.18	0.00015
99.84	Summe = Spez. Vol. des Gesteins		0.35467
	Korrigiert auf 100 % .		0.35529

Hieraus Dichte des Gesteins 2.815, gefunden 2.814.

[1] Der Eisenoxydgehalt des Biotits ist ein wenig hoch ausgefallen; vielleicht sollte 0.3—0.5 % Magnetit in Rechnung gesetzt werden. Ein wenig Magnetit läßt sich nachweisen.

Von den groben grauen Granatglimmerschiefern ließ ich ebenfalls eine Durchschnittsanalyse ausführen. Ich wählte dazu folgende Vorkommen:

	Spez. Gewicht.[1]
1. Südspitze der Insel Tjul, am Nordrande der Karte	2.773
2. Südspitze der Insel Tjul, zweites Handstück . .	2.800
3. Südspitze von Brimsö (östlich von Rennesö) . . .	2.825
4. Östlich von Garsvaagen, Talgö (östlich von Rennesö)	2.851

Von jedem Handstück wurden 100 Gramm zur Durchschnittsanalyse angewandt. Das Material dieser Analyse entspricht einem entschieden höheren Stadium der Metamorphose, als die auf S. 72 zusammengestellten Gesteine. Es äußert sich dies in der bedeutenden Korngröße, dem reichlichen Auftreten von Plagioklas (24—29 % An.), samt dem Erscheinen kleiner Orthitkerne in manchen der Klinozoisite. Der Klinozoisit ist übrigens schon etwas eisenreicher als im vorigen Gesteinstypus, wie überhaupt die Epidotminerale in der Reihe Phyllit-Glimmerschiefer-Injektionsgneis bei zunehmender Metamorphose des Gesteins durchwegs eisenreicher werden. Auch im einzelnen Individuum beobachtet man öfters eine Zunahme des Eisengehalts vom Kern zur Hülle hin.

Ein Bild dieses Gesteinstypus wird auf Tafel IX, Fig. 1 und 2 gegeben.

Die Analyse ergab folgende Zahlen:

Grober grauer Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Schiefer. Mittel$_4$.
O. Röer anal.

SiO_2	64.35
TiO_2	0.70
Al_2O_3	16.54
Fe_2O_3	2.24
FeO	3.92
MnO	0.14
MgO	2.04
CaO	2.04
BaO	0.11
Na_2O	2.00
K_2O	3.82
P_2O_5	0.17
CO_2	0.13
S . Nicht bestimmt, schätzungsweise 0.05 %	
H_2O — 105°	0.12
H_2O + 105°	1.73
	100.05

Mittlere Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.812$.

[1] Bestimmt von E. Berner.

Scheinbar bedeutet dieses Gestein einen Rückschrit in der Entwicklung der Metamorphose, da der Natrongehalt ja geringer ist als im Material der vorigen Analyse. In Wirklichkeit zeigt aber auch dieses Gestein eine Abnahme des Tonerdeüberschusses gegenüber den vorigen. Hierüber vergleiche man eines der folgenden Kapitel.

Wir können den Mineralbestand dieses Gesteinstypus folgendermaßen aus der Analyse berechnen:

Wir rechnen Phosphorsäure als Apatit, Kohlensäure als Kalkspat und nehmen den Pyritgehalt schätzungsweise gleich 0.1 % an, den Rutilgehalt (Sagenit) gleich 0.1 %. Die Magnetitmenge ist in diesen Gesteinen relativ hoch, sie mag zu 1 % geschätzt werden. Der Plagioklas enthält etwa 25 % An., seine Menge kann zu etwa 22 % veranschlagt werden. Die Menge des Granats dürfte etwa 3 % betragen, seine Zusammensetzung entspricht wohl am nächsten der Analyse IV auf S. 69, die einen Granat aus sehr grobem Glimmerschiefer darstellt. Der Rest des Kalks wird als ein Mineral der Klinozoisit-Epidot-Reihe berechnet, dieses ist nach den optischen Daten entschieden eisenreicher als in den beiden vorigen Gesteinstypen.[1]

Die Menge des Muskovits wird schätzungsweise gleich 18 % gesetzt, die Menge des sekundären Chlorits kann wohl vernachlässigt werden, dann muß der Rest einem Gemenge von Biotit und Quarz entsprechen.

Nimmt man 19.4 % Biotit an, so wird dessen Zusammensetzung:

SiO_2	35.1
TiO_2	3.0
Al_2O_3	16.7
Fe_2O_3	7.2
FeO	13.5
MnO	0.6
MgO	10.3
Na_2O	0.4
K_2O	8.8
H_2O	4.6
	100.2,

ungefähr einer Biotitzusammensetzung entsprechend.

Der kleine Baryumgehalt ist zwischen Muskovit und Biotit zu verteilen. Die Übereinstimmung zwischen Analyse und beobachtetem Mineralbestand ist eine vollständige. Die Berechnung entspricht dem Schema:

[1] Es dürfte Hillebrands Analyse des Klinozoisit-Epidots von Phippsburg entsprechen, siehe U. S. A. Geol. Surv. Bull *419*, 1910. S. 272

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O
0.41 % Apatit	—	—		—	—	—	—	0.23	—	—	0.17	—	—	—
0.10 » Pyrit (ca.)	—	—	—	—	0.07	—	—	—		—	—	—	0.05	—
0.30 » Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	0.17		—	—	0.13	—	—
0.10 » Rutil	—	0.10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.00 » Magnetit	—	—	—	0.69	0.31	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22.00 » Oligoklas ($An_{25}Ab_{75}$)	13.67	—	5.26	—	—	—	—	1.15	1.92	—	—	—	—	—
3.00 » Granat	1.15	0.02	0.68	0.04	0.92	0.03	0.05	0.11	—	—	—	—	—	—
1.61 » Klinozoisit	0.62	—	0.45	0.11	0.01	—	—	0.38	—	—	—	—	—	0.03
18.00 » Muskovit	8.16	—	6.91		—	—	—	—	—	2.12	—	—	—	0.81
19.40 » Biotit	6.80	0.58	3.24	1.40	2.61	0.11	1.99	—	0.08	1.70	—	—	—	0.80
33.94 » Quarz	33.94	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99.86 %	64.35	0.70	16.54	2.24	3.92	0.14	2.04	2.04	2.00	3.82	0.17	0.13	0.05	1.73

Wir können das Resultat wiederum durch Berechnung der Gesteinsdichte kontrollieren:

		Spez. Gew.	Volumen.
33.94 %	Quarz	2.6495	0.12810
22.00 »	Oligoklas ($An_{25}Ab_{75}$)	2.658	0.08277
18.00 »	Muskovit	2.85	0.06316
19.40 »	Biotit	3.05	0.06361
1.61 »	Klinozoisit	3.38	0.00476
3.00 »	Granat	4.16	0.00722
1.00 »	Magnetit	5.20	0.00192
0.41 »	Apatit	3.22	0.00127
0.30 »	Kalkspat	2.72	0.00110
0.10 »	Rutil	4.25	0.00024
0.10 »	Pyrit	5.18	0.00020
99.86 %	Summe = spez. Vol. des Gesteins		0.35435
	korrigiert auf 100 %		0.35484

Hieraus Dichte des Gesteins 2.818, gefunden 2.812.

Ich habe auch einige Derivate von Mergelschiefern aus den Zonen der Quarz-Muskovit-Biotit-Schiefer untersucht. Im äußeren Teil dieser Zonen enthalten sie noch unveränderten Kalkspat neben Quarz. Die ersten, spärlichen Neubildungen von Klinozoisit scheinen nicht auf Kosten des im Gestein enthaltenen Kalkspats zu entstehen, sondern auf Kosten von zugeführtem Calciumoxyd, das von den Glimmern des Gesteins metasomatisch als Klinozoisit ausgefällt wird.

In den mittleren und inneren Teilen der Granat- und Biotit-führenden Zonen finden wir hingegen reichliche Bildung von kalkhaltigen Silikaten auf Kosten des kohlensauren Kalks. Wir beobachten dann größere

Mengen von Klinozoisit-Epidot-Mineralen und daneben nicht unbedeutende Mengen von Amphibol. Oft enthalten die Schiefer dann auch etwas Titanit.[1] In einem einzigen Falle (in den Gesteinen der Phyllitabteilung), beobachtete ich daneben auch große Porphyroblasten von diopsidischem Pyroxen in einem solchen metamorphen Mergelschiefer an der Unterseite der Noritmasse von Skareberget auf der Insel Aamö. Diese Pyroxenporphyroblasten sind von einem jüngeren Rande aus Biotit und unorientiertem Amphibol umgeben, und enthalten selbst Einschlüsse von unorientierten Biotittafeln und basischen Plagioklasen. Es scheint, als sei erst ein Plagioklas-Diopsid-Hornfels mit Biotit gebildet und dieser erst später unter Amphibolbildung teilweise umgewandelt worden. Übrigens kommt Diopsid mitunter auch in metamorphen Derivaten der grünen Schiefer vor (vergl. S. 12—13).

Über die Bildung von Kalksilikatgesteinen aus Mergelschiefern im kaledonischen Gebirge, siehe auch eine frühere Abhandlung dieser Serie.[2]

Anhang zu den Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Schiefern: Die Chloritoid-Schiefer des Stavanger-Gebietes.

Chloritoid-Schiefer sind bisjetzt noch nicht unter den krystallinen Schiefern des südlichen Norwegens beschrieben worden. Wie ich schon auf S. 44 erwähnt habe, fand ich solche Schiefer in meinem Material zur Untersuchung der kaledonischen Regionalmetamorphose.

Im Stavanger-Gebiete findet sich Chloritoid an mehreren Fundorten, nämlich an der Nordostseite der Insel Bru, auf der kleinen Insel Horge (etwa 7 Km. NO von Stavanger), sowie bei Fiskaaen an der Südseite des Aardalsfjords.

An den beiden erstgenannten Fundorten finden sich Chloritoidführende Schiefer in Begleitung typischer Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Schiefer, sie scheinen teilweise durch Diaphthorese solcher Schiefer entstanden zu sein und sollen deshalb an dieser Stelle beschrieben werden.

Der Chloritoidschiefer von Bru findet sich am Strande gegen Soknesundet, etwa 100—200 Meter vom Injektionsgneis entfernt. Die kleinen dunkelschwarzgrünen Tafeln des Chloritoids sind schon makroskopisch im hellgrauen Phyllit erkennbar. Der Dünnschliff zeigt, daß der recht quarzreiche Schiefer (Quarz ist Hauptbestandteil) außer Chloritoid noch Chlorit (sicher diaphthoritisch), Muskovit, und zerfressene Granatreste und etwas

[1] Titanit kann mitunter auch in etwas schwächeren Stadien der Metamorphose entstehen, offenbar durch Einwirkung kalkhaltiger Lösungen auf den Rutil des Schiefers.

[2] Geol.-petrogr. Studien III, Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer, 1915.

Albit enthält. Weiter findet sich etwas Magnetit (zum Teil auf Kosten von Granat enstanden), sekundärer Rutil, etwas Apatit, sowie klastischer Zirkon.

Der Chloritoid zeigt folgende optische Eigenschaften: Doppelbrechung ziemlich schwach, $\gamma - \alpha$ ca. 0.007, positiv, die erste positive Mittellinie bildet einen Winkel von ca. $77-80^0$ mit der Spaltungsebene, 2V ca. 40^0, starke Achsenwinkeldispersion $\varrho > v$ um die erste Mittellinie. Pleochroismus: α blaugrün, β hellblau, γ gelblich. Zwillingsbildungen sind häufig, nicht selten findet man auch orientierte Verwachsungen zwischen Chloritoid und dem recht stark negativen Chlorit.

Ein Bild des Gesteins wird auf Tafel XV, Fig. 5 u. 6 gegeben, links vom Chloritoid erkennt man einen zerfressenen Granatrest. Eine Analyse ergab sehr niedrigen Gehalt an Alkalien und Kalk, hohen Gehalt an Eisenoxydul.

Chloritoid Phyllit, Bru.
O. Röer anal.

SiO_2	69.20
TiO_2	0.46
Al_2O_3	12.31
Fe_2O_3	1.96
FeO	10.62
MnO	0.20
MgO	0.71
CaO	0.23
Na_2O	0.25
K_2O	1.08
P_2O_5	0.12
CO_2	Spur
S	0.06
$H_2O - 105^0$	0.17
$H_2O + 105^0$	3.06
	100.43

Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.880$, bestimmt von E. Berner.

Das Mengenverhältnis der einzelnen Minerale kann folgendermaßen berechnet werden:

Phosphorsäure wird als Apatit berechnet. Die Menge des Granats wird schätzungsweise gleich 3 % gesetzt (entsprechend Analyse III, S. 69), die Menge des Magnetits gleich 2 % angenommen, Schwefel wird als Pyrit berechnet, Natron als Albit, Kali als Muskovit. Der Rest ist als Chlorit,

Chloritoid und Quarz zu verrechnen. Der Analyse des Chlorits von Balduinstein (vergl. S. 59) würde nach der Magnesiamenge 5.5 % Chlorit entsprechen, doch muß unser Chlorit noch eisenreicher[1] sein. Wir müssen darin noch 1.90 % FeO, 0.50 H_2O und 0.60 % SiO_2 binden.

Wenn wir den Rest als 20 % Chloritoid und 55.80 % Quarz berechnen, würde die Zusammensetzung des Chloritoids den unter I angeführten Zahlen entsprechen, II ist E. Manasses[1] Analyse des Chloritoids (Masonit) von Natick, Rhode Island:

	I	II
SiO_2	23.6	24.6
Al_2O_3	38.2	34.6
Fe_2O_3	0.6	5.9
FeO	28.0	27.2
MnO	0.3	1.1
MgO	—	0.4
H_2O	8.0	6.6
	99.7	100.4

Der Mineralbestand wäre hiernach:

Quarz	55.80 %
Albit	2.12 »
Muskovit	9.15 »
Granat	3.00 »
Chlorit (sehr eisenreich)	8.50 »
Chloritoid	20.00 »
Magnetit	2.00
Apatit	0.29 »
Rutil	0.42 »
Pyrit	0.12 »
	100.40 %

Die Menge des Chloritoids nach dieser Berechnungsweise erscheint mir etwas hoch, verglichen mit der im Dünnschliff beobachteten.

Die Chloritoid-Schiefer von Horge finden sich inmitten hochkrystalliner Granat- und Biotit-führender Schiefer, die von zahlreichen Pegmatitinjektionen durchadert werden. Der Chloritoid wird von Quarz, saurem Plagioklas, Muskovit, Biotit und Granat (oft teilweise zerfressen) begleitet. Auch hier scheint es nicht um *eine* Paragenese zu handeln, sondern um verschiedene Paragenesen, deren gegenseitige Umwandlung nicht Zeit hatte,

[1] Man vergleiche zum Beispiel die Analysen eisenreicher Chlorite von E. S. Larsen und G. Steiger, Referat N. Jahrb. f. Min. 1920, II, S. — 268 — 270.

[2] Siehe das Referat, Neues Jahrb. f. Min., 1912, II. S. — 330 —.

vollständig zu verlaufen. Der Chloritoid bildet in manchen dieser Gesteine zusammen mit Muskovit ausgewalzte Streifen, die vielleicht auf Pseudomorphosen nach Staurolith[1] hindeuten könnten.

Das Vorkommen von Fiskaa schliefst sich petrographisch am nächsten an den Chloritoidschiefer von Bru an, ist jedoch anscheinend frei von Granat.

4. Albitporphyroblasten-Schiefer.

Bereits an den unter 1—3 behandelten Gesteinen konnte man mittelst chemischer Analyse eine bedeutende Steigerung des Natrongehalts mit zunehmendem Grade der Metamorphose feststellen, eine Zunahme, die sich auch im mikroskopischen Bilde durch Erhöhung des Plagioklasgehaltes im Grundgewebe bemerkbar machte.

Das nächste Stadium der Metamorphose in unsern Injektionskontaktzonen zeigt bereits makroskopisch ein Anzeichen der Natronzufuhr, indem Porphyroblasten eines Plagioklases auftreten. Diese Porphyroblasten, die besonders an verwitterten Gesteinsoberflächen gut sichtbar hervortreten (vergl. S. 49), und die an ihren glänzenden Spaltflächen leicht von Quarzkörnern unterschieden werden können, sind etwa 2—4 mm. groß, erreichen aber auch Centimetergröße.

An Dünnschliffen erkennt man, daß die Porphyroblasten aus saurem Plagioklas bestehen, in der Zusammensetzung von Albit bis Oligoklas (ca. 28 % An.), wechselnd, meistens ein Oligoklasalbit mit etwa 10 % Anorthitgehalt. Die Plagioklaskrystalle sind keineswegs immer rein, sondern enthalten oft zahlreiche Einschlüsse. Diese Einschlüsse sind meist reine Sekundärbildungen wie Klinozoisit, doch findet man mitunter auch Einschlüsse der Glimmerschieferminerale, wie besonders Quarz und Biotit. Letzterer Umstand ist von gewissem genetischen Interesse, denn er zeigt, daß die Porphyroblasten nicht etwa als grobklastische Komponenten dem Schiefer angehört haben, sondern daß sie erst während der Metamorphose an Ort und Stelle entstanden sind. Die Porphyroblasten zeigen in der Regel, aber nicht immer, Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz. Zonarer Bau der Porphyroblasten kommt vor; dann ist in der Regel der Kern anorthitreicher als die Hülle, doch kommt auch inverser Zonenbau vor. Nicht selten zeigt sich früherer Zonenbau des Plagioklases durch zonare Verteilung der neugebildeten Klinozoisitkrystalle im Saussurit.

[1] Über die genetische Verknüpfung und gegenseitige Umwandlung von Chloritoid und Staurolith vergleiche: W. van Holst Pellekaan, Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi, Inaug. Diss. Zürich 1913, und P. Niggli, Die physikalisch-chemische Bedeutung der Gesteinsmetamorphose, Ber. M.-N. Kl. d. kgl. sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig Bd. LXVII, 1909, S. 223.

Die Porphyroblasten lassen meist rohe Krystallbegrenzung erkennen, nicht selten sind sie augenartig verrundet, oder es wird durch quarzreiche Höfe in der Schieferungsrichtung des Gesteins eine Augenform vorgetäuscht. Man findet auch Plagioklasaugen, die nicht aus einem einheitlichen Krystall bestehen, sondern aus Verwachsungen mehrerer solcher, mitunter etwa 10 Individuen, die gegenseitig buchtig verzahnt sind, und etwas an myrmekitische Bildungen erinnern können, obgleich ihnen der Quarz des Myrmekits fehlt. Schon in den Albitporphyroblasten-Schiefern finden sich hier und da, aber nur ganz vereinzelt, auch Porphyroblasten von Kalifeldspat, welche aber fast immer einer Umwandlung in Plagioklas (Albit oder Oligoklas-Albit) zum Opfer gefallen sind. Diese Umwandlung zeigt sich teils in typischer Myrmekitbildung (mit Ausscheidung wurmartiger Quarze) teils in Bildung von Schachbrettalbit. Wenn Kalifeldspat erhalten ist, so enthält er öfters Einschlüsse von Oligoklas. Nicht selten beobachtet man kataklastische Zertrümmerung der Feldspate.

Der Plagioklas des Grundgewebes zeigt fast nie Zwillingsstreifung, er ist ebenfalls Albit bis Oligoklas. Seine Individuen besitzen keine Krystallbegrenzung, sondern stossen mit etwa geradlinigen Konturen gegen Quarz ab, mit buchtiger Verzahnung gegeneinander.

Wo Kalifeldspat vorkommt, dürfte er ursprünglich stets Mikroperthit gewesen sein, sekundäre Umbildung zu gegittertem Mikroklin unter Aufzehrung der Albitspindeln ist die Regel.

Bezüglich der Formgebung des Quarzes ist gegenüber dem für die Quarze der Glimmerschiefer angeführten nichts hinzuzufügen, es sei denn das Auftreten von Myrmekitquarz. Nicht selten bildet Quarz auch in Albitporphyroblasten-Schiefern selbständige Streifen und Bänder, wie zum Beispiel der helle horizontale Streifen auf Tafel III, Fig. 2.

Muskovit und Biotit treten in etwas geringerer Gesamtmenge auf als in den Granatglimmerschiefern. Ihr gegenseitiges Mengenverhältnis wechselt von etwa zwei Gewichtsteilen Muskovit auf einen Teil Biotit bis zum fast vollständigen Verschwinden des Muskovits. Bezüglich des Auftretens paralleler Lagen beider Glimmer und dem Vorkommen quergestellter Muskovitporphyroblasten gilt das bei den Glimmerschiefern gesagte. Die Glimmerminerale sind gern zu welligen Zügen angeordnet, die sich um die Plagioklasporphyroblasten herumwinden, eine Eigentümlichkeit, die bei den folgenden Gesteinstypen noch stärker hervortritt. Der Biotit ist meist recht frisch.

Granat bildet schöne kleine Krystalle, die besonders mit dem Glimmern vergesellschaftet sind.

Noch mehr gilt letzteres für Klinozoisit und Epidot, die hier in bedeutend größerer Menge auftreten als in den vorigen Gesteinstypen. Die

Epidotminerale bilden wohlbegrenzte Krystalle, die stets den Glimmerzügen folgen und oft ganz im Biotit oder Muskovit eingewachsen sind. Man kann sich schwer der Annahme verschließen, Klinozoisit und Epidot seien durch den Tonerdeüberschuß der Glimmer aus kalkhaltigen Lösungen ausgefällt worden. Die Epidotminerale zeigen öfters Zunahme des Eisengehalts gegen die Hülle hin, wie in den Gesteinen der vorigen Gruppe. Wenn die Menge der Epidotminerale stark zugenommen hat, fehlt mitunter der Granat.

In manchen Schiefern dieser Art findet man neben Granat und Epidot auch einen graugrünen Amphibol.

Ein bemerkenswerter Gemengteil ist Kalkspat, der in unregelmäßig lappigen Partien besonders die Plagioklasporphyroblasten begleitet; er ist entschieden verbreiteter als in den gewöhnlichen Granatglimmerschiefern, sodaß mit einer Zufuhr gerechnet werden muß.

Von Nebengemengteilen wären noch Apatit in größeren verrundeten Individuen und Titanit zu nennen, letzterer bildet teils Aggregate kleiner Körner, teils kleinere und größere wohlbegrenzte Krystalle, die meistens in den Glimmer- und Epidot-reichen Striemen auftreten. Rutil fehlt gänzlich, außer als sagenitische Sekundärbildung auf Kosten von Biotit. Kleine Zirkonkörner machen sich durch pleochroitische Höfe im Biotit bemerkbar. Ein wenig Pyrit findet sich öfters, auch Magnetit kommt nicht selten vor.

Auf Tafel III Fig. 2 und Tafel IV Fig. 1 werden Strukturbilder der Albitporphyroblasten-Schiefer in natürlicher Größe gezeigt, auf Tafel X Fig. 1 und 2 die Mikrostruktur eines solchen Gesteins.

Die Albitporphyroblasten-Schiefer zeigen in geologischer Beziehung drei verschiedene Typen des Vorkommens, nämlich erstens als lagenförmige Massen in Granatglimmerschiefern, zweitens als kompakte selbständige Gesteinsmassen, drittens als Lagen und Streifen im Injektionsgneis (siehe Tafel I, Fig. 1).

Gegenüber den Granatglimmerschiefern ohne makroskopisch sichtbaren Albit läßt sich keine natürlichen Grenze ziehen, da ja die Grundmasse der Granatglimmerschiefer oft schon stark mit metasomatisch gebildetem sauren Plagioklas durchsetzt ist. Ebensowenig kann eine strenge Grenze gegen plagioklasreiche Augengneise gezogen werden. Der Abgrenzungsversuch, welcher durch unsere Kapiteleinteilung angedeutet wird, ist nur als eine behelfsmäßige Darstellungsform zu betrachten.

Im Felde zeigen die Albitporphyroblasten-Schiefer meist einen massiveren Habitus als die gewöhnlichen Granatglimmerschiefer, was sich auch in den Felsformen Ausdruck gibt.

Es erschien mir von Bedeutung, die chemische Zusammensetzung dieser Schiefer durch eine Durchschnittsanalyse feststellen zu lassen, damit man der Frage näher treten könne, um wieviel und in welcher Form der Natrongehalt des Schiefers bei der Bildung der Albitporphyroblasten zugenommen hat. Denn es erschien mir von vorherein wahrscheinlich, daß die Bildung derselben unter Natronzufuhr erfolgt sei.

Zur Durchschnittsanalyse der Albitporphyroblasten-Schiefer wurden je 100 Gramm per Handstück von folgenden Fundorten angewandt:

	Spez. Gew.[1]
1. Ca. 500 M. SW des Hofes Kvernevigen, ca. 7 Km. W Stavanger	2.725
2. Ebenda, zweites Handstück	2.733
3. Ebenda, drittes Handstück	2.736
4. Brukjeöen, südlich von Bru	2.777
5. Nordostseite von Bru, über dem Buchstaben U	2.810
6. Svarthoved, Südspitze von Fjölöen[2]	2.883

Die Analyse ergab:

Albitporphyroblasten-Schiefer, Mittel$_6$.
O. Röer anal.

SiO_2	64.70
TiO_2	0.59
Al_2O_3	15.45
Fe_2O_3	1.36
FeO	4.18
MnO	0.05
MgO	1.48
CaO	2.92
BaO	0.10
Na_2O	3.09
K_2O	3.46
P_2O_5	0.19
CO_2	0.85
S	0.05
$H_2O - 105^0$	0.15
$H_2O + 105^0$	1.82
	100.44

Mittlere Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.777$.

Eine nähere Diskussion der Analyse wird in einem späteren Kapitel gebracht werden, zunächst sei nur der Mineralbestand berechnet.

[1] Bestimmt von E. Bernér.

[2] Enthält ein wenig Amphibol.

Um mit Hilfe der Analyse den durchschnittlichen Mineralbestand dieser Schiefer festzustellen, können wir folgendermaßen verfahren:

Phosphorsäure wird als Apatit verrechnet. Schwefel als Pyrit, Kohlensäure als Kalkspat. Die Menge des Titanits wird schätzungsweise gleich 0.5 % gesetzt. Die Menge des Kalifeldspats in der Durchschnittsprobe wird gleich 1 % angenommen, die des Amphibols gleich 0.2 % (entsprechend der auf S. 73 genannten Zusammensetzung). Die Menge des Granats wird schätzungsweise gleich 1.5 % gesetzt, mit einer Zusammensetzung entsprechend Analyse IV auf S. 69. Nach dem Resultat der optischen Untersuchung am Plagioklas des Analysematerials nehmen wir als dessen durchschnittliche Zusammensetzung einen Oligoklasalbit an, mit 10 % An.; dessen Menge setzen wir gleich 27 % der Gesteinsmasse. Der Rest des Kalks wird als Klinozoisit-Epidot mit durchschnittlich etwa 6 % Fe_2O_3 verrechnet, entsprechend der auf S. 76 genannten Analyse des Minerals von Phippsburg. Die Menge des Muskovits wird schätzungsweise gleich 14 % gesetzt, die Menge des sekundären Chlorits gleich 2 %, entsprechend der auf S. 59 angeführten Analyse des Chlorits von Balduinstein. Der Rest ist dann als Biotit und Quarz zu verrechnen.

Wird die Menge des Biotits gleich 16.5 % angenommen, so erhält man als seine Zusammensetzung die unter I angeführten Zahlen, II ist zum Vergleiche die Zusammensetzung eines Biotits aus Granit von Nadelwitz bei Bautzen nach Weyberg[1], III entspricht Biotit aus Pyroxengneis vom Mokelumne River, Cal. nach Valentine[2]).

	I	II	III
	Biotit, berechnet.	Biotit, Nadelwitz.	Biotit, Mokelumne River.
SiO_2	33.6	34.82	36.62
TiO_2	2.3	3.17	3.03
Al_2O_3	14.8	13.87	14.37
Fe_2O_3	6.2	6.00	4.04
FeO	18.5	18.75	17.09
MnO	0.2	0.52	0.40
MgO	7.3	7.80	9.68
Na_2O	1.5	2.37	0.45
K_2O	9.9	7.51	8.20
H_2O	5.6	4.42	4.16
	99.9	100.53[3]	99.95[4]

[1] Osann, Beiträge zur chem. Petrogr. III. S. 321, No. 14.
[2] Ebenda, S. 324, No. 39.
[3] Incl. 1.30 CaO.
[4] Incl. 1.48 CaO, 0.33 BaO, 0.10 F.

Folgendes Schema mag den Gang der Berechnung erläutern:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O
0.47 % Apatit . .	—	—	—	—	—	—	—	0.26	—	—	0.19	—	—	—
0.10 Pyrit	—	—	—	—	0.07	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—
1.93 Kalkspat . .	—	—	—	—	—	—	—	1.08	—	—	—	0.85	—	—
0.50 Titanit	0.15	0.20	—	—	—	—	—	0.14	—	—	—	—	—	—
1.00 Kalifeldspat .	0.65	—	0.18	—	—	—	—	—	—	0.17	—	—	—	—
0.20 Amphibol . .	0.09	—	0.03	—	0.03	—	0 02	0.02	—	—	—	—	—	—
1.50 Granat . . .	0.57	0.01	0.34	0.02	0.46	0.02	0.02	0.06	—	—	—	—	—	—
27.00 Oligokl.albit (An_{10} Ab_{90})	17.85	—	5.73	—	—	—	—	0.57	2.85	—	—	—	—	—
3.29 Klinozoisit .	1.27	—	0.94	0.23	—	—	—	0.79	—	—	—	—	—	0.06
14.00 Muskovit . .	6.35	—	5.38	—	—	—	-	—	—	1.65	—	—	—	0.63
2.00 Chlorit . . .	0.51	—	0.41	0.08	0.56	—	0.23	—	—	—	—	—	—	0.20
16.50 Biotit	5.54	0.38	2.44	1.03	3.06	0.03	1.21	—	0.24	1.64	—	—	—	0.93
31.72 Quarz	31.72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100 21	64.70	0.59	15.45	1.36	4.18	0.05	1.48	2.92	3.09	3.46	0.19	0.85	0.05	1.82

Der kleine Baryumgehalt ist zwischen Muskovit, Biotit und Kalifeldspat zu verteilen.

Wir können das Resultat, das dem mikroskopischen Befunde entspricht, wiederum durch Berechnung der Gesteinsdichte kontrollieren:

		Spez. Gew.	Volumen
31.72	Quarz	2.6495	0.11972
27.00	Oligoklasalbit (An_{10} Ab_{90})	2.637	0.10239
1.00	Kalifeldspat	2.55	0.00392
14.00	Muskovit	2.85	0.04912
16.50	Biotit	3.05	0.05410
2.00	Chlorit	2.991	0.00669
3.29	Klinozoisit	3.38	0.00973
1.50	Granat	4.16	0.00361
0.20	Amphibol	3.20	0.00063
0.47	Apatit	3.22	0.00146
0.50	Titanit	3.5	0.00143
1.93	Kalkspat	2.72	0.00710
0.10	Pyrit	5.18	0.00020
100.21	Summe = spez. Vol. des Gesteins		0.36010
	Korrigiert auf 100 %		0.35935

Hieraus Dichte des Gesteins 2.783, gefunden 2.777.

Eine mäßige Zunahme des Kalkgehalts äußert sich in reichlicherer Bildung von Klinozoisit und Amphibol. Sehr kalkreiche Albitporphyroblasten-Schiefer, welche etwa umgewandelten kalkreichen Mergelschiefern im selben Stadium der Metamorphose entsprechen sollten, sind mir hin-

gegen nicht mit Sicherheit bekannt. Es ist anzunehmen, daß in solchen Mergelschiefern kein analoges Umwandlungsstadium zu beobachten ist, da die reichliche Bildung von Albit offenbar auf metasomatischer Albitausfällung mit Hilfe des Tonerdeüberschusses beruht. In Mergelschiefern derselben metamorphen Facies wäre der Tonerdeüberschuß wohl schon vorher durch Bildung von Kalk-Tonerde-Silikaten aufgebraucht worden, sodaß die Albit-Metasomatose nicht, oder nur in relativ untergeordnetem Maße stattfinden konnte.

Es wären daher die Produkte kalkreicher Mergelschiefer in diesem Teile der Injektionskontaktzonen kaum von denen aus der Granatglimmerschieferzone zu unterscheiden, vergl. auch S. 77—78.

5. Übergangsgesteine zwischen Albitporphyroblasten-Schiefern und Augengneisen.

In den typischen Albitporphyroblasten-Schiefern findet sich Kalifeldspat nur relativ selten. Wir finden indessen im Stavanger-Gebiete einen Typus gefeldspateter Glimmerschiefer, in welchen neben Porphyroblasten von Albit oder andern sauren Plagioklasen auch solche von Kalifeldspat reichlich vorkommen.

Diese Gesteine zeigen makroskopisch den Habitus von Augenglimmerschiefern, mit »Augen«, welche teils aus Plagioklas, teils aus Kalifeldspat bestehen. Die Augen aus Kalifeldspat, sehr oft Karlsbaderzwillinge, waren ursprünglich als Mikroperthit, wahrscheinlich Orthoklas-Mikroperthit entwickelt, aber sekundär in Mikroklin umgewandelt, außerdem ist Umwandlung in Myrmekit oder Schachbrettalbit ganz gewöhnlich. Daneben findet sich noch eine Umwandlung in Aggregate von sauren Plagioklaskörnern, die an Myrmekit-Plagioklas erinnern, aber ohne gleichzeitige Ausscheidung von Quarzfäden.

Im übrigen erinnern diese Gesteine völlig an die Albitporphyroblasten-Schiefer, von denen sie sich nur durch das reichliche Vorkommen von Kalifeldspatporphyroblasten (und durch den Kalifeldspat der Grundmasse) unterscheiden.

Gesteine dieser Art bilden offenbar einen Übergangstypus zwischen den Albitporphyroblasten-Schiefern und manchen Augengneisen.

Auf Tafel IV, Fig. 2 ist ein solches Gestein dargestellt, auf Tafel XV, Fig. 1 und 2 ist die Schiefergrundmasse eines ähnlichen Gesteins abgebildet.

Durch Pressungsvorgänge werden die Feldspatporphyroblasten öfters zu Augen ausgewalzt, in andern Fällen dürfte die Augenform auf Krystallisationsschieferung beruhen.

6. Injektionsgneise.

Die Albitporphyroblasten-Schiefer besitzen noch den Habitus von Glimmerschiefern, und sollen daher nicht als Gneise bezeichnet werden, sondern als gefeldspatete Glimmerschiefer, entsprechend derjenigen Nomen-

klatur, welche von der französischen Petrographenschule für dergleichen Produkte der Injektionskontaktmetamorphose aufgestellt worden ist.

Aber schon bei einer verhältnismäßig geringen Steigerung des Feldspatgehalts gegenüber den Albitporphyroblasten-Schiefern, wenn Feldspat und Quarz zusammen mehr als zwei Drittel der Gesteinsmasse ausmachen, nehmen die Gesteine einen gneisartigen Habitus an. In den Regel hat es den Anschein, als vollzöge sich der Übergang von Feldspatporphyroblasten-Schiefern zu Injektionsgneisen unter mechanischer Zufuhr von saurem Intrusivmaterial.

Es ist keine leichte Aufgabe, die einzelnen Typen der Injektionsgneise übersichtlich zu beschreiben; erstens ist ihr Habitus ein sehr wechselvoller, und zweitens ist die Abgrenzung gegen Gesteine rein magmatischer Herkunft noch sehr schwierig.

Am leichtesten sind diejenigen Injektionsgneise als solche zu erkennen, in denen Streifen magmatischer Gesteine mit solchen metamorpher Schiefer in makroskopischen Dimensionen scharf und deutlich abwechseln. Es sind dies die Lagen-Injektionsgneise und teilweise die Ader-Injektionsgneise. Viel schwieriger gestaltet sich der Nachweis bei sozusagen diffusen Gneistypen, deren äußeres Bild nicht so deutlich den Entstehungsvorgang wiedergibt. Ich meine hier speziell die Gneise mit Augenstruktur, die wir in unsern Injektionskontaktzonen sehr häufig antreffen, und bei denen es sich im Einzelfalle oft schwer entscheiden läßt, ob sie Injektionsgneise oder reine Orthogneise seien.

Lagen-Injektionsgneise mit wechselnden Lagen von Intrusivgestein und metamorphen Schiefern.

Gesteine dieser Art finden sich außerordentlich verbreitet in den Injektionskontaktzonen des Stavanger-Gebietes. Die abwechselnden Lagen schwanken in ihren Dimensionen meistens zwischen einer Dicke von etwa einem Centimeter bis zu Fußdicke, seltener sind etwa meterdicke Lagen, doch darf man in letzterem Falle den Lagenkomplex wohl nicht mehr als »einen« Gneis bezeichnen, sondern als einen Komplex von Schiefer und Lagergängen.

Die intrusiven Lagen bestehen in der Regel aus trondhjemitischen oder granitischen Gesteinen, entschieden seltener sind adamellitische Typen. Ganz überwiegend ist der Habitus der Intrusivlagen ein aplitischer, danach ist pegmatitische Entwicklung am häufigsten, andere Strukturarten treten demgegenüber ganz zurück. In ihrem Mineralbestande erweisen die intrusiven Lagen sich als typische magmatische Gesteine, bestehend aus überwiegend Feldspaten und Quarz, außerdem Biotit und Muskovit, sowie

sehr häufig Klinozoisit (anscheinend sehr frühzeitig gebildet, gleichzeitig mit den Glimmern) und Granat, mitunter auch etwas Amphibol. Bei letzteren Mineralen könnte man geneigt sein, an eine stoffliche Beeinflussung von seiten der Schieferlagen zu denken, aber es läßt sich noch kein exakter Beweis dafür erbringen.

In der Regel zeigen die intrusiven Lagen selbst einen gewissen Grad von Paralleltextur mit ungefähr parallel gestellten Glimmerblättchen und Krystallisationsstreckung von Quarz und Feldspaten. In manchen Fällen läßt sich Paralleltextur auf protoklastische oder kataklastische Beeinflussungen zurückführen, welch letztere in dislozierten Lagengneisen zu typischen Mylonitbildungen hinüberleiten. Daß post- oder spätmagmatische Umsetzungen unter Mitwirkung von Lösungsmitteln in den Intrusivlagen stattgefunden haben, zeigt sich im sehr häufigen Auftreten von Myrmekit nach Kalifeldspat. Mit den *letzten* mechanischen Deformationen des Gesteins hat die Myrmekitbildung indessen nichts zu tun, sie ist deutlich älter als die Kataklase und ist in Myloniten keineswegs häufiger als in unzerbrochenen Intrusivlagen.

Die Schieferlagen in solchen Gesteinskomplexen sind in der Regel als typische, meist stark gefeldspatete Granatglimmerschiefer entwickelt, besonders häufig als Albitporphyroblasten-Schiefer. Mitunter findet man Lagengneise, deren dunkle Bänder aus auffällig epidot- und amphibolreichen Schiefern bestehen, so zum Beispiel auf den Inseln Fjölö und Mosterö. Es ist mir noch zweifelhaft, ob es sich hierbei um metamorphe Mergelgesteine oder um ältere verschieferte Eruptivgesteine handelt. Auch in verfeldspateten Tonschieferderivaten dürfte mitunter Amphibol auf Kosten von Biotit gebildet werden.

Von einer näheren petrographischen Beschreibung der gewöhnlichen Lagengneise kann wohl füglich abgesehen werden, da es auf eine Wiederholung dessen hinauskommen würde, was schon unter Granatglimmerschiefern, Albitporphyroblasten-Schiefern und eingangs in der Beschreibung der Intrusivgesteine gesagt worden ist.

Es mögen aber noch einige Worte über die Definition solcher Gneise gesagt werden. Eine begriffliche Schwierigkeit liegt unzweifelhaft darin, daß wir einen Komplex aus zwei verschiedenen Gesteinsarten, wie metamorphe Schiefer und darin injizierte Intrusivlagen, als »einen« Gneis bezeichnen. Eine solche Nomenklatur findet ihre Berechtigung darin, daß diese Gesteinsmischung über große Strecken einheitlich auftritt und daß die eingeschlossenen Schieferlagen ihren jetzigen Zustand eben den Injektionsvorgängen zu verdanken haben. Wir dürfen den Namen Lagen-Injektionsgneis nicht in solchen Fällen anwenden, in denen ein Komplex paralleler

Lagergänge in Schiefer intrudiert ist, ohne daß letztere den typischen Bestand der Injektionskontaktgesteine aufweisen.

Vielleicht wird man später genötigt sein, für Kompositgesteine eine eigene ausführlich gegliederte Nomenklatur zu schaffen, wofür ja zahlreiche Ansätze schon in SEDERHOLMS Arbeiten vorliegen.

Auf Tafel I, Fig. 1 und 2 werden Abbildungen typischer Lagen-Injektionsgneise gegeben.

Ader-Injektionsgneise mit verzweigten Adern intrusiven Materials in metamorphen Schiefern.

Auch Gneise dieses Typus sind im Stavanger-Gebiete sehr verbreitet. Die intrusiven Adern sind meistens nur wenige Centimeter dick, können in den feinen Verzweigungen auch auf Millimeterdicke reduziert werden. Oft zeigen die Adern stellenweise linsenförmige Anschwellungen, und leiten damit zum Typus der Augengneise hin.

Das Intrusivmaterial der Adergneise ist teils trondhjemitischer, teils granitischer Zusammensetzung. Aplitische und pegmatitische Strukturen sind etwa gleich verbreitet, wechseln auch im selben Adersystem miteinander ab. Die Pegmatitadern sind meistens reich an Muskovit, oft in recht großen Blättern. Der Kalifeldspat der Adern zeigt sehr häufig Umwandlung zu Myrmekit.

Das Schiefermaterial der Adergneise besteht fast stets aus Albitporphyroblasten-Schiefern. Im Dünnschliff erweisen sich diese Schiefer stets als sehr reich an Plagioklas, oft auch an Klinozoisit. Die Menge des Granats nimmt gewöhnlich ab mit zunehmender Menge des Klinozoisits, und man hat öfters den Eindruck, als würde der Granat bei der Klinozoisitbildung aufgezehrt. Im übrigen zeigt der Klinozoisit die typische Assoziation mit den Glimmermineralen der Schiefer.

Auf Tafel II, Fig. 1 und 2, sowie auf Tafel V, Fig. 2 werden Abbildungen typischer Ader-Injektionsgneise gegeben. Man beachte die intensive Fältelung, die gerade bei Gneisen dieses Typus sehr häufig ist (vergl. auch S. 40).

Von Lagen- und Ader-Injektionsgneisen der oben beschriebenen Typen habe ich keine chemischen Analysen ausführen lassen. Die Zusammensetzung solcher Kompositgesteine dürfte in der Regel[1] zwischen den Grenzen der Granatglimmerschiefer und Feldspatporphyroblasten-Schiefer einerseits, der Trondhjemite und Granite anderseits, liegen. Und man kann sich am

[1] Sofern nicht metasomatische Vorgänge noch unbekannter Art an der Umwandlung beteiligt sind, wie vielleicht Amphibolbildung auf Kosten von Biotit.

richtigsten eine Vorstellung über die chemische Gesamtzusammensetzung eines solchen Kompositgesteines bilden, wenn man das Mittel zwischen den Zusammensetzungen der beiden Komponenten berechnet, natürlich unter Berücksichtigung des gegenseitigen Mengenverhältnisses.

In chemischer, wie auch in petrographischer Beziehung wären hier zwei Hauptreihen solcher Kompositgesteine im Stavanger-Gebiete unterscheidbar, erstens eine Reihe mit Trondhjemit-Intrusionen, zweitens eine Reihe, charakterisiert durch granitische Intrusionen

Augengneise.

Gesteine vom Habitus der Augengneise sind ebenfalls sehr verbreitet im Stavanger-Gebiete. Sie enthalten neben Quarz, Plagioklasen und Glimmern als wichtigsten Gemengteil einen Kalifeldspat, der primär als Mikroperthit entwickelt ist. Die Augen bestehen teils aus Plagioklas, teils aus Kalifeldspat. Wir finden verschiedene Typen solcher Augengneise, die sich hauptsächlich durch das Mengenverhältnis zwischen Feldspataugen und Gesteinsgrundmasse unterscheiden. Sekundäre Verschiedenheiten, bedingt durch Zertrümmerungen des Gesteins, kommen hierzu.

Die Frage, die uns hier hauptsächlich interessiert, ist die nach der *Herkunft* dieser Augengneise.

Es liegen drei Möglichkeiten vor:

Erstens, die Augengneise seien injektionskontaktmetamorphe Tonschiefer.

Zweitens, die Augengneise seien protoklastisch deformierte Intrusivgesteine.

Drittens, die Augengneise seien kataklastisch beeinflußte Intrusivgesteine.

Ehe wir diese Fragen erörtern, sollen die Augengneise des Gebietes ausführlich beschrieben werden. Doch sei schon darauf hingewiesen (vergl. S. 87), daß mindestens ein Teil der Augengneise durch alle Übergänge mit den Albitporphyroblasten-Schiefern verknüpft ist.

Bereits in den Albitporphyroblasten-Schiefern ist nicht selten etwas Kalifeldspat gebildet worden, wenn dieser auch meistens in Myrmekit oder Schachbrettalbit umgewandelt worden ist.

Von den Albitporphyroblasten-Schiefern führt eine ununterbrochene Gesteinsreihe über Schiefer mit Kalifeldspatporphyroblasten zu glimmerreichen Augengneisen.

Auf Tafel III, Fig. 1, und Tafel V, Fig. 1, sind solche glimmerreiche Augengneise dargestellt.

Es sieht nun so aus, als ob von diesen glimmerreichen Augengneisen, die unzweifelhaft noch zur Reihe der injektionsmetamorphen Tonschiefer gehören, eine Fortsetzung derselben Reihe zu glimmerärmeren Augen-

gneisen hinüberführt, unter Zurücktreten der Glimmerschiefer-ähnlichen Grundmasse, und stärkerem Vorherrschen der linsenförmigen Feldspate. Auf diese Weise gelangt man zu Gesteinen von sozusagen gneisgranitischem Habitus, die sich makroskopisch nicht von gepreßten Graniten unterscheiden lassen. Am Dünnschliff erkennt man in einer solchen Reihe starke Dickenabnahme der Glimmerschiefer-artigen Streifen, die wie immer durch ihren Gehalt an mosaikartigen Quarzaggregaten, Glimmern, Granat und Epidotmineralen gekennzeichnet sind.

Da nun unzweifelhaft magmatische Gesteine des Stavanger-Gebietes oft durch Führung von Granat, Quarzmosaik und dergleichen Züge Anklänge an metamorphe Glimmerschiefer zeigen, ist es naturgemäß äußerst schwierig, im einzelnen Falle eine Entscheidung über die Herkunft des betreffenden Gesteins zu treffen. Noch schwieriger stellt es sich, wenn die Gesteine noch einer späteren Zertrümmerung unterworfen wurden.

Im Folgenden soll die Beschaffenheit der Augengneise an einigen Beispielen erörtert werden.

Zunächst soll ein glimmerreicher Augengneis von der Insel Bru beschrieben werden. Er stammt von der Gneismasse im Osten der Insel (wo übrigens auch verschiedene andere Typen von Gneisen vorkommen).

Der Gneis von Bru ist ein biotitreicher Augengneis. Feldspataugen, deren Größe meist zwischen 2×4 und 5×15 mm. schwankt, liegen in einer braungrauen Schiefermasse, die stellenweise zu dünnen gewundenen Lagen zwischen den einzelnen Feldspataugen reduziert ist.[1]

Die Augen bestehen größtenteils aus Mikroperthit, augenscheinlich Orthoklasmikroperthit in großen Einzelkrystallen oder Karlsbaderzwillingen, der aber großenteils zu gegittertem Mikroklin umgewandelt ist, unter gleichzeitiger Aufzehrung der Albit-Spindeln und Streifen. Man kann im Dünnschliff alle Stadien dieser Umwandlung verfolgen. In untergeordneter Menge und meist in kleineren Dimensionen finden sich Porphyroblasten eines sauren Plagioklases, der jetzt etwa 10 % Anorthit enthält, aber nach sekundären Klinozoisitausscheidungen zu urteilen, die sich besonders im Kern finden, ursprünglich wohl der Oligoklasreihe angehört hat. Die großen Feldspatporphyroblasten enthalten öfters Quarz-Einschlüsse, mitunter sind die Feldspate von verheilten Sprüngen durchsetzt. Der Kalifeldspat ist jünger als der Plagioklas und umschließt öfters dessen Porphyroblasten, sowie kleinere Albitkörner. Randlich grenzen die großen Kalifeldspate mit grober Verzahnung gegen den Mosaikquarz des Gesteins.

[1] Die Glimmerschiefer-artige Grundmasse tritt nicht so stark hervor, wie bei dem Gestein, das auf Tafel V, Fig 1, dargestellt ist.

Mitunter zeigen sie Sprünge, die mit ungepreßtem Quarzmosaik verkittet sind.

Quarz findet sich teils als Körnermosaik in der Grundmasse, teils in kurzen quarzreichen Streifen.

Die Grundmasse ist nach ihrer Zusammensetzung ein Granatglimmerschiefer mit viel Feldspat; letzterer ist teils saurer Plagioklas (Albitreihe), teils Kalifeldspat, öfters als Mikroperthit entwickelt.

Die Menge des Muskovits ist ganz gering, die Menge des hellrötlichen Granats beträgt etwa 2 %. Ein wichtiger Gemengteil ist Epidot, der ganz speziell mit dem Biotit vergesellschaftet ist. Er ist entschieden eisenreicher als der Klinozoisit der meisten Granatglimmerschiefer. Ein wenig Titanit und Apatit kommt vor. Accessorisch finden sich vereinzelte Zirkonkrystalle.

Auf Tafel XI, Fig. 1 und 2 wird ein Bild dieses Gesteins gegeben.

Die Analyse ergab folgende Zahlen:

Gneis (Glimmerreicher Augengneis), Bru.
O. Röer anal.

SiO_2	66.52
TiO_2	0.55
Al_2O_3	14.86
Fe_2O_3	1.92
FeO	3.96
MnO	0.09
MgO	0.67
CaO	1.82
Na_2O	3.29
K_2O	5.42
P_2O_5	0.12
CO_2	Spur
S	0.02
$H_2O - 105^0$	0.20
$H_2O + 105^0$	0.95
	100.39

Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.735$, bestimmt von E. Bernier.

Der Mineralbestand läßt sich folgendermaßen errechnen:

Phosphorsäure wird als Apatit verrechnet, Schwefel als Pyrit, Kalkspat findet sich nur spurenweise, die Menge des Titanits wird gleich 0.25 % geschätzt, die des Granats[1] gleich 2 %, die des Muskovits gleich 0.5 %. Der Plagioklas ist durchschnittlich mit 5 % Anorthit in Rechnung

[1] Entsprechend Analyse IV auf S. 69. Vielleicht wäre es richtiger, bei diesem Gneise (und den beiden folgenden Gneisen) mit einer Granatzusammensetzung höheren Kalkgehalts zu rechnen, etwa entsprechend der Analyse S. 25, Anm. 1.

zu bringen; da wohl etwas Natron in den Biotit eingeht, ist die Plagioklasmenge so gerechnet, daß noch etwas Natron übrigbleibt. Der Rest des Kalks wird als Epidot verrechnet, entsprechend der Analyse des Epidots vom Italian Mountain, Gunnison C. Colorado.[1] Die Menge des Kalifeldspats wird schätzungsweise gleich 22 % gesetzt. Der Rest ist als Biotit und Quarz zu berechnen.

Wird die Menge des Biotits zu 17.7 % gerechnet, so erhält man als dessen Zusammensetzung:

SiO_2	34.7 %
TiO_2	2.4 »
Al_2O_3	18.3 »
Fe_2O_3	7.0 »
FeO	18.5 »
MnO	0.3 »
MgO	3.6 »
Na_2O	0.9 »
K_2O	9.3 »
H_2O	4.9 »
	99.9 %

Bemerkenswert ist der niedrige Magnesiagehalt, welcher den Glimmer in die Lepidomelangruppe stellt.

Schematisch wird die Berechnung folgendermaßen dargestellt:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O+
0.29 % Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0.16	—	—	0.12	—	—	—
0.04 » Pyrit	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—
Spur Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Spur	—	—
0.25 » Titanit	0.08	0.10	—	—	—	—	—	0.07	—	—	—	—	—	—
2.00 » Granat	0.76	0.02	0.45	0.03	0.62	0.02	0.03	0.08	—	—	—	—	—	—
29.00 » Albit (An_5Ab_{95})	18.89	—	5.68	—	—	—	—	0.30	3.13	—	—	—	—	—
5.18 » Epidot	1.94	—	1.25	0.66	0.04	0.01	—	1.21	—	—	—	—	—	0.07
0.50 » Muskovit	0.23	—	0.19	—	—	—	—	—	—	0.06	—	—	—	0.02
22.00 » Kalifeldspat	14.23	—	4.03	—	—	—	—	—	—	3.72	—	—	—	—
17.70 » Biotit	6.15	0.43	3.24	1.23	3.28	0.06	0.64	—	0.16	1.64	—	—	—	0.86
24.24 » Quarz	24.24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100.20 %	66.52	0.55	14.86	1.02	3.96	0.09	0.67	1.82	3.29	5.42	0.12	Spur	0.02	0.95

Die Berechnung stimmt völlig mit dem beobachteten Mineralbestande, wenn man beachtet, daß ein großer Teil des Plagioklases nicht in selbständigen Krystallen auftritt, sondern in Mikroperthit und wohl etwas natronhaltigen Mikroklin eingeht.

[1] U. S. A. Geol. Survey Bull. *419* (1910), S. 272. C. Analyse von L. G. Eakins, Dichte 3.452.

Wir können die Richtigkeit obiger Berechnungsweise wiederum durch die Ermittelung der Dichte kontrollieren:

		Spez. Gew.	Volumen.
24.24 %	Quarz	2.6495	0.09159
28.00 »	Albit (An_5Ab_{95})	2.631	0.10642
22.00 »	Kalifeldspat	2.55	0.08627
0.50 »	Muskovit	2.85	0.00175
17.70 »	Biotit	3.10[1]	0.05708
5.18 »	Epidot	3.452	0.01501
2.00 »	Granat	4.16	0.00481
0.29 »	Apatit	3.22	0.00090
0.25 »	Titanit	3.5	0.00071
0.04 »	Pyrit	5.18	0.00008
100.20 %		Summe = spez. Vol. des Gesteins	0.36452
		korrigiert auf 100 %	0.36379.

Hieraus Dichte des Gesteins 2.749, gefunden 2.735.

Während bei dem analysierten Gneise von Bru makroskopisch noch Anklänge an Glimmerschiefer sichtbar sind, macht das nächste Glied unserer Reihe makroskopisch mehr den Eindruck eines verschieferten Intrusivgesteins. Es ist dies Beispiel ein Gneis von dem Inselchen Rosholmen, zwischen Aamö und Askö.

Dieser Gneis von Rosholmen zeigte makroskopisch einen ganz granitoiden Gneishabitus mit vorherrschenden, bis etwa 20 mm. langen Feldspataugen, zwischen denen sich Quarzstriemen und schmale glimmerreichere Streifen winden.

Die Mikrostruktur des Gesteins ist ganz ähnlich derjenigen des Gneises von Bru. Die großen Feldspate sind teils Mikroperthit (teilweise zu Mikroklin umgewandelt, besonders randlich), teils ein Plagioklas, der jetzt etwa 10 % Anorthit enthält, aber voll von sekundär ausgeschiedenen Klinozoisitkrystallen ist. Die großen Plagioklase zeigen Krystallbegrenzung gegen Quarz und Biotit.

Quarz bildet teils ziemlich reine Striemen parallel der Schieferung des Gesteins, teils bildet er zusammen mit Kalifeldspat und Albit ein Körnermosaik in den glimmerreichen Striemen. Auch der Albit der Grundmasse umschließt etwas Klinozoisit.

Der Biotit ist nach Feldspaten und Quarz der wichtigste Gesteinsgemengteil (jedoch nicht so reichlich vorhanden, wie im vorher beschriebenen Gneis von Bru); er ist mit den andern dunkeln Mineralen assoziiert. Wir finden in den glimmerreichen Streifen besonders viel Epidot, ge-

[1] Für einen so Magnesia-armen Lepidomelan muß man eine höhere Dichte annehmen als für den Biotit der Glimmerschiefer.

wöhnlich in Form wohlbegrenzter Krystalle, die im Glimmer eingewachsen sind. Ferner findet man hier Granat, auffallend oft Titanit in Form von Körneraggregaten, die mitunter noch einen Ilmenitkern umschließen, etwas Magnetit, Apatit und Spuren von Pyrit. Vereinzelte Orthitkrystalle sind gewöhnlich von Epidot umwachsen. Der Granat ist stellenweise in Epidotaggregate umgewandelt.

Die Menge des Muskovits ist entschieden größer als in dem Gesteine von Bru, der Muskovit findet sich nicht nur in denselben Streifen wie der Biotit, sondern auch als Umrahmung der großen Mikroperthitkrystalle, gegen deren äußeren Teil er Krystallbegrenzung aufweisen kann.

Ein wenig Kalkspat mit xenomorphem Umriß findet sich ebenfalls gern nahe der Umgrenzung der großen Mikroperthitkrystalle, außerdem findet er sich in Form winziger Einschlüsse in den Granatkrystallen.

Auf Tafel XII, Fig. 1 und 2 wird ein Bild dieses Gesteins gegeben.

Die Analyse ergab folgende Zahlen:

Gneis (Augengneis), Rosholmen.
O. RÖER anal.

SiO_2	68.27
TiO_2	0.45
Al_2O_3	14.30
Fe_2O_3	1.02
FeO	3.80
MnO	0.07
MgO	0.55
CaO	2.18
BaO	0.13
Na_2O	3.48
K_2O	4.72
P_2O_5	0.14
CO_2	0.33
S	0.03
$H_2O - 105^0$	0.04
$H_2O + 105^0$	0.96
	100.47

Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.715$, bestimmt von E. BERNER.

Wir können den Mineralbestand des Gneises von Rosholmen folgendermaßen berechnen:

Phosphorsäure wird als Apatit verrechnet, Schwefel als Pyrit, Kohlensäure als Kalkspat. Die Menge des Titanits wird schätzungsweise gleich 0.5 % gesetzt, die des Ilmenits gleich 0.1 %, die des Magnetits gleich 0.3 %, die des Granats gleich 2 % (entsprechend Analyse IV auf S. 69). Der Plagioklas wird, ebenso wie im vorigen Gestein, durchschnittlich als Albit (An_5Ab_{95}) in Rechnung gebracht.[1] Seine Menge ergibt sich aus der Natronmenge unter Berücksichtigung eines kleinen Natrongehaltes im Biotit. Es ist übrigens zu bemerken, daß nur ein Teil des Plagioklases in Form selbständiger Krystalle auftritt, der Rest bildet teils Albitstreifen im Mikroperthit, teils geht er in fester Lösung in den Kalifeldspat ein. Der Rest an Kalk wird, ebenso wie bei der vorigen Berechnung (siehe S. 94) als Epidot in Rechnung gebracht. Die Menge des Kaliglimmers wird schätzungsweise gleich 3 % gesetzt. Der Rest des Kaligehalts ist zwischen Kalifeldspat und Biotit zu verteilen. Wir erhalten als Gehalt an Kalifeldspat bei einer solchen Verteilung unter Berücksichtigung der Tonerde und des Wassers 20 %. Der kleine Baryumgehalt wird dann als Celsian in Rechnung gebracht, und geht ebenfalls in den Kalifeldspat ein.

Die Menge des Biotits kann gleich 11.5 % gesetzt werden. Als dessen Zusammensetzung ergibt sich dann:

SiO_2	34.6
TiO_2	1.7
Al_2O_3	15.1
Fe_2O_3	1.7
FeO	25.7
MnO	0.3
MgO	4.5
Na_2O	1.1
K_2O	8.6
H_2O	6.5
	99.8.

ungefähr einem Lepidomelan entsprechend, allerdings mit ungewöhnlich hohem Wassergehalt.

[1] Dieser Anorthitgehalt dürfte ein richtiger Mittelwert sein. Die großen (saussuritisierten) Plagioklasporphyroblasten enthalten 10 % An., die kleinen Plagioklase des Grundgewebes (ebenfalls saussuritisiert) enthalten 6 % An., die Albitstreifen im Mikroperthit und der Albitanteil des Mikroklins dürften ziemlich reiner Natronfeldspat sein.

Schematisch wird die Berechnung folgendermaßen dargestellt:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O+
0.34 % Apatit . .	—	—	—	—	—	—	—	0.18	-	—	—	0.14	—	—	—
0.06 » Pyrit . .	—	--	—	—	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—
0.75 » Kalkspat .	—	—	—	—	—	—	—	0.41	—	—	—	—	0.33	—	—
0.50 » Titanit . .	0.15	0.20	—	—	—	—	-	0.14	—	—	—	—	—	—	—
0.10 » Ilmenit .	—	0.05	—	—	0.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.30 » Magnetit .	—	—	—	0.21	0.09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.00 » Granat . .	0.76	0.01	0.45	0.03	0.62	0.03	0.03	0.07	—	—	—	—	—	—	—
30.00 » Albit (An_5Ab_{95}) .	20.24	—	6.09	—	—	—	—	0.32	—	3.35	—	—	—	—	—
4.54 » Epidot . .	1.69	—	1.10	0.58	0.04	—	—	1.06	—	—	--	—	—	—	0.07
3.00 » Muskovit .	1.36	—	1.15	—	—	—	—	—	—	—	0.35	—	—	—	0.14
20.32 » Kalifeldspat	13.03	—	3.77	—	—	—	—	—	0.13	—	3.38	—	—	—	—
11.50 » Biotit . .	3.98	0.19	1.74	0.20	2.96	0.04	0.52	--	--	0.13	0.99	—	—	—	0.75
27.06 » Quarz . .	27.06	—	—	—	—	—	—	--	—	—	—	—	—	—	—
100.47 %	68.27	0.45	14.30	1.02	3.80	0.07	0.55	2.18	0.13	3.48	4.72	0.14	0.33	0.03	0.96

Diese Berechnung dürfte dem tatsächlich vorhandenen Mineralbestande ziemlich nahe entsprechen, doch ist vielleicht der durchschnittliche Eisengehalt des Epidots im Gestein etwas geringer als bei der Berechnung angenommen.

Wir können die Berechnung wieder mit Hilfe der Dichte kontrollieren:

	Spez. Gew.	Volumen.
27.06 Quarz	2.6405	0.10237
30.00 Albit (An_5Ab_{95})	2.631	0.11403
20.32 Kalifeldspat	2.55	0.07969
3.00 Muskovit	2.85	0.01053
11.50 Biotit	3.10	0.03710
4.54 Epidot	3.452	0.01315
2.00 Granat	4.16	0.00481
0.34 Apatit	3.22	0.00106
0.50 Titanit	3.5	0.00143
0.10 Ilmenit	4.5	0.00022
0.30 Magnetit	5.20	0.00058
0.75 Kalkspat	2.72	0.00276
0.06 Pyrit	5.18	0.00012
100.47	Summe = Spez. Vol. des Gesteins	0.36785
	korrigiert auf 100 %	0.36613

Hieraus Dichte des Gesteins 2.731, gefunden 2.715.

Rechnet man mit der Dichte 3.05 für den Biotit, so erhält man als berechnete Dichte des Gesteins 2.726.

Als abschließendes Glied derselben Reihe, die von glimmerreichen zu immer glimmerärmeren Gneisen fortschreitet, finden wir Gneisgesteine, die nur geringe Mengen von Glimmern und Granat neben Quarz und Feldspaten enthalten. Gesteine dieser Art finden wir als Einlagerungen in Augengneisen der vorhin beschriebenen Arten. Als Beispiel mag ein glimmerarmer Gneis vom Westende der Insel Sokn genannt werden. Das Vorkommen ist auf Tafel III, Fig. 1 abgebildet.

Besser als eine ausführliche Beschreibung orientiert eine Dünnschliffphotographie über Mineralbestand und Struktur des Gesteins. Auf Tafel XIII, Fig. 1 und 2, sowie Tafel XV, Fig. 3 und 4 erkennt man die Armut an dunkeln Gemengteilen. Das Gesteinsbild erweckt den Eindruck, als wären die Glimmerschiefer-Streifen eines Injektionsgneises in Quarz-Feldspatmasse sozusagen ertränkt worden.

Wenn wir für die hier beschriebenen Augengneise die Frage nach der Herkunft stellen, und die auf S. 91 genannten drei Möglichkeiten erörtern, so scheidet offenbar die dritte Möglichkeit ganz aus; solche Gneise können nicht durch reine Kataklase aus Eruptivgesteinen entstanden sein. Es bleibt also die Entscheidung zwischen den als 1. und 2. genannten Möglichkeiten, es seien diese Augengneise injektionsmetamorphe Derivate von Tonschiefern, oder aber protoklastische Intrusivgesteine.

Es ist nicht ganz leicht, diese Frage zu entscheiden. Zu Gunsten der Deutung als injektionsmetamorphe Tonschiefer sprechen folgende Tatsachen:

1. Die geologische Verknüpfung mit solchen Tonschieferderivaten wie den Feldspatporphyroblasten-Schiefern.

2. Die Analogie in Mineralbestand und Struktur zwischen den glimmerreichen Streifen dieser Gneise und den Granatglimmerschiefern.

3. Die Tatsache, daß solche Augengneise durch alle Übergänge mit den Albitporphyroblasten-Schiefern verbunden sind.

4. Die Tatsache, daß diese Gneise auch in chemischer Beziehung an eine Gesteinsreihe Tonschiefer-Albitporphyroblasten-Schiefer angeschlossen werden könnten.

Zugunsten der Deutung als protoklastische gneisartig entwickelte Tiefengesteine könnten folgende Tatsachen angeführt werden.

1. Die geologische Verknüpfung mit gneisartigen Tiefengesteinen (man vergl. S. 21—31 u. 92).

2 Das Auftreten frühzeitiger, wieder verheilter, Zertrümmerungen.

3. Die Analogie im Mineralbestande mit den Intrusivlagen der Lagengneise.

4. Die Tatsache, daß in chemischer Beziehung außerordentliche Ähnlichkeit mit manchen Tiefengesteinen des Stavanger-Gebietes vorliegt. Man vergleiche zum Beispiel Analyse und Mineralbestand des Gneises von Rosholmen (S. 95—98) und des Adamellits von Halsne (S. 26—28). In chemischer Beziehung spräche besonders zu Gunsten einer rein magmatischen Entstehung, daß diese Gneise nicht den Tonerdeüberschuß der Tonschieferderivate erkennen lassen. Allerdings wäre demgegenüber einzuwenden, daß dieser Tonerdeüberschuß bei zunehmendem Grade der Injektionskontaktmetamorphose stets abnimmt; und vielleicht ist eben, weil diese Gneise das Endstadium einer solchen Entwickelung darstellen, der Tonerdeüberschuß hier bis auf Null reduziert.

Es ist sehr schwierig, in solchen Fragen zu einer unumstößlichen Entscheidung zu gelangen, doch möchte ich es für sehr wahrscheinlich halten, daß wenigstens der erste der beiden oben beschriebenen Gneise unter stofflicher Beteiligung von Tonschiefermaterial gebildet wurde, also ein Produkt der Injektionskontaktmetamorphose von Phylliten ist.

Sobald starke Zertrümmerungserscheinungen, besonders solche kataklastischer Art in dem Gesteinsbild merkbar werden, erscheint es viel schwieriger, der Entstehungsweise der einzelnen Gneisvorkommen nachzuspüren. Besonders in den östlichen Teilen des Stavanger-Gebietes sind kataklastische Erscheinungen an den Gneisen allverbreitet. Es entstehen Gneismylonite, die natürlich nur schwierig oder garnicht von Myloniten gewöhnlicher Eruptivgesteine unterschieden werden können. Als Vorkommen solcher Mylonite kann die Strand-Halbinsel genannt werden, ferner die Gegend von Fogn bis Ombö

Auch in den zentralen Teilen des Stavanger-Gebietes können zertrümmerte Gneise beobachtet werden. Als Beispiel sei ein näher studierter Fall, ein Kompositgneis von dem Inselchen Line, östlich von Bru, beschrieben.

Der massige, makroskopisch fast granitoide, Gneis läßt einen Wechsel etwa decimeterdicker heller und dunklerer Lagen erkennen. Schon das makroskopische Aussehen deutet darauf, daß die hellen Lagen aus intrusivem Material bestehen, sie enthalten häufig pegmatitische Schlieren, oder sind in ihrer ganzen Dicke als Pegmatit entwickelt, mit bis 4 cm. großen Feldspaten. Die großen Feldspate sind durchwegs Mikroklin, die feinkörnigeren

Partien enthalten überwiegend Plagioklas neben meist myrmekitisiertem Kalifeldspat.

Zwei Handstücke, von der Ostseite der Insel Line, wurden näher untersucht. Sie entsprechen wechselnden Lagen von Decimeter- bis Fuß-Dicke

Gneis, Line, dunkle Lagen.

Das bräunlichgraue Gestein läßt deutlich Pressung erkennen. Längs vereinzelten Verschieferungsflächen sind dünne Muskovithäute gebildet. Im Querbruch erinnert das Aussehen an gepreßten Granit, mit linsenförmigen Feldspaten, die 1—3 mm. dick, 4—8 mm. lang sind. In der Zwischenmasse der Feldspate erkennt man makroskopisch etwas Biotit.

Am Dünnschliffe erkennt man sofort deutliche Zertrümmerungserscheinungen, indem die Individuen des Kalifeldspats meist in mehrere Teile zerbrochen sind, die gegeneinander verschoben und oft ziemlich weit voneinander getrennt wurden. Zwischen den Bruchstücken findet sich eine anscheinend ungepreßte Gesteinsgrundmasse, die offenbar erst nach der Zerbrechung der großen Feldspate ihren jetzigen Habitus erhalten hat.

Der Kalifeldspat war ursprünglich offenbar ein Mikroperthit, ist aber jetzt ganz mikroklinisiert, unter fast vollständiger Aufzehrung der Albitspindeln, von denen nur noch stellenweise dünne Streifen übrig geblieben sind. Randlich zeigt der Kalifeldspat sehr oft Umwandlung in Albit-Myrmekit. Häufig findet man große rundliche Quarzkörner im Kalifeldspat eingeschlossen. Ein saussuritisierter Plagioklas bildet anscheinend eine Art von Porphyroblasten, er enthält jetzt nur etwa 5 % An. Das Grundgewebe zeigt eine Striementextur, die sich um die großen Feldspate herumwindet, es besteht aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat (oft zu Albit und etwas Quarz myrmekitisiert), Epidot-Klinozoisit sowie Glimmermineralen. Auch hier beobachten wir regelmäßig die Assoziation zwischen Biotit und idiomorphem Epidot. In denselben Streifen finden wir auch Granat. Titanit findet sich teils in Form selbständiger Krystalle, teils als körniger Leukoxen, mitunter mit Ilmenitkern. Orthit, stets mit Epidotrand, ist auffallend häufig. Zirkonkörner geben sich durch pleochroitische Höfe im Biotit zu erkennen. Der Muskovit begleitet teils in paralleler Orientierung die Biotitstreifen, teils tritt er ohne Orientierung in der Grundmasse auf, umsäumt die großen Mikrokline oder bildet augenscheinlich sekundäre Belege auf Verschieferungsflächen.

Auch ein wenig Kalkspat, sowie Magnetit finden sich im Gestein.

Pyrit findet sich etwas häufiger als in den oben behandelten Gneistypen.

Eine Analyse ergab folgende Zahlen:

Dunkle Lage im Gneis, Ostseite von Line.
O. Röer anal.

SiO_2	70.92
TiO_2	0.31
Al_2O_3	14.42
Fe_2O_3	0.88
FeO	1.91
MnO	0.03
MgO	0.46
CaO	2.10
BaO	0.20
Na_2O	3.40
K_2O	4.57
P_2O_5	0.06
CO_2	0.30
S	0.10
$H_2O - 105^0$	0.10
$H_2O + 105^0$	0.49
	100.25

Dichte $\frac{20^0}{4^0} = 2.705$, bestimmt von E. Berner

Wir können folgendermaßen den Mineralbestand berechnen:

Phosphorsäure wird als Apatit verrechnet, Schwefel als Pyrit, Kohlensäure als Kalkspat. Die Menge des Titanits wird schätzungsweise gleich 0.5 % gesetzt[1], die des Granats gleich 1 % (Zusammensetzung entsprechend Analyse IV, S. 69), die des Magnetits gleich 0.5 %. Der Plagioklas wird mit durchschnittlich 50 % An. berechnet, seine Menge wird gleich 30 % gesetzt. Der Rest des Kalks wird als Epidot in Rechnung gebracht (entsprechend der auf S. 76 zitierten Analyse). Die Menge des Muskovits wird gleich 5 % angenommen, die Menge des Kalifeldspats gleich 20 %, zu letzterem wird dann Baryum als Celsian zugezählt.

Nehmen wir dann die Menge des Biotits gleich 6 % an, so erhalten wir als dessen Zusammensetzung:

SiO_2	35.2
TiO_2	1.7
Al_2O_3	17.0
Fe_2O_3	3.2

[1] Die kleine Ilmenitmenge kann ganz vernachlässigt werden.

FeO	21.8
MnO	0.3
MgO	7.5
Na_2O	0.8
K_2O	10.0
H_2O	2.5
	100.0.

entsprechend einer gewöhnlichen Biotitzusammensetzung.

Der Gang der Berechnung ist schematisch der folgende:

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S.	H_2O
0.14 Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0.08	—	—	—	0.06	—	—	—
0,10 Pyrit	—	—	—	—	0,12	—	—	—		—	—	—	—	0.10	—
0.68 Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	0.38	—	—	—	—	0.30	—	—
0.50 Magnetit	—	—	—	0.35	0.15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.50 Titanit	0.15	0.20	—	—	—	—	—	0.14	—	—	—	—	—	—	—
1.00 Granat	0.38	0.01	0,23	0.01	0.31	0.01	0.01	0.04	—	—	—	—		—	—
30.00 Albit (An_5Ab_{95})	20.24	—	6,09	—	—	—		0.32	—	3.35	—	—	—	—	—
4.77 Klinozoisit	1.82	—	1.34	0.33	0.02		—	1.14	—	—	—		—	—	0.11
5.00 Muskovit	2.26	—	1.92	—	—	—	—	—	—	—	9.59	—	—	—	0.23
20.49 Kalifeldspat	13.10	—	3.82		—	—	—	—	0.20	—	3.38	—	—	—	—
6.00 Biotit	2.11	0,10	1.02	0,19	1,31	0,02	0,45	—	—	0.05	0.60	—	—	—	0.15
30.86 Quarz	30.86	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100.13	70.92	0.31	14.42	0.88	1.91	0.03	0.46	2.10	0.20	3.40	4.57	0.06	0.30	0.10	0.49

Wir können das Resultat dieser Berechnung mit Hilfe der Dichte kontrollieren:

		Spez. Gew.	Volumen
30.86	Quarz	2.6495	0.11647
30.00	Albit (An_5Ab_{95})	2.631	0.11403
20.49	Kalifeldspat	2.55	0.08035
5.00	Muskovit	2.85	0.01754
6.00	Biotit	3.05[1]	0.02060
4.77	Klinozoisit	3.38	0.01411
1.00	Granat	4.16	0.00240
0.14	Apatit	3.22	0.00043
0.50	Titanit	3.5	0.00143
0.50	Magnetit	5.20	0.00096
0.68	Kalkspat	2.72	0.00250
0.10	Pyrit	5.18	0.00037
100.13		Summe = Spez. Vol. des Gesteins	0.37119
		Korrigiert auf 100 %	0.37071

Hieraus Dichte des Gesteins 2,698, gefunden 2.705.

[1] Entsprechend der Dichte solcher Biotite.

Mineralbestand und Primärstruktur (soweit letztere noch erkennbar ist) entsprechen recht nahe den Augengneisen vom Typus Rosholmen. Es läßt sich aber wohl kaum mehr entscheiden, ob die dunkeln Lagen des Gneises von Line unter Beteiligung von Tonschiefermaterial entstanden sind. Die chemische Zusammensetzung erinnert schon so nahe an die Zusammensetzung typischer Granite aus dem Stavanger-Gebiete (man vergl. die Analyse und den Mineralbestand mit den Daten auf S. 30), daß man kein typisches Unterscheidungsmerkmal nachweisen kann. Nur die Granatführung könnte etwa gegen eine Ableitung von rein granitischen Gesteinen geltend gemacht werden. Ich muß daher die Frage offen lassen, wo das Substrat der dunkeln Lagen im Gneis von Line herstammt, obgleich mir der Gedanke sympatisch ist, es könne sich um Lagen injektionsmetamorpher Tonschiefer handeln, die zuerst zu Augengneisen umgewandelt, dann zertrümmert, und schließlich teilweise umkrystallisiert wurden.

Gneis, Line, helle Lagen.

Das hellgraue Gestein zeigt deutliche Pressungserscheinungen. Nicht ganz wenig Muskovit ist längs den Verschieferungsebenen ausgeschieden Am Querbruch erkennt man deutliche Linsentextur mit kleinen Plagioklasaugen (meist 2×5 mm groß), dazwischen sieht man stellenweise Biotitschuppen bis 5 mm. Größe. Dieses Gestein ist von grobpegmatitischen Schlieren durchzogen, bestehend aus Feldspat und Quarz. Die großen Feldspate sind Mikroklin. Eine Untersuchung des mittelkörnigen hellen Gneises ergab folgendes Resultat:

Ein Plagioklas der Oligoklasreihe bildet augenförmige Einsprenglinge, die in einer wellig striemigen Grundmasse aus Muskovit, Biotit und Quarzmosaik eingebettet sind; auch diese Grundmasse enthält recht bedeutende Mengen eines sauren Plagioklases. An den großen Plagioklasen wurde der Anorthitgehalt zu 22 % bestimmt, mit einer schmalen Randzone aus klarem Albit. Es finden sich auch Plagioklaseinsprenglinge, die nicht aus einem Einzelkrystall bestehen, sondern aus einem zentripetalen Myrmekitaggregat (Oligoklas-Albit mit wenig Quarz), offenbar nach Kalifeldspat, doch sind diese entschieden untergeordnet. Auch in der Grundmasse kommt Myrmekit vor. Die großen Plagioklase enthalten öfters rundliche Quarzeinschlüsse. Die Grundmasse enthält außer Plagioklas und Quarz noch Muskovit, Biotit und Klinozoisit, teilweise in langen Krystallen, die parallel den Glimmerstriemen orientiert sind, sowie Spuren von Orthit und Titanit (Leukoxen).

Die Analyse (schon auf S. 24 unter III mitgeteilt) ergab folgende Zahlen:

Trondhjemit-ähnliches Gestein, helle Lage im Gneis, Ostseite von Line.
O. Röer anal.

SiO_2	71.58
TiO_2	0.22
Al_2O_3	15.24
Fe_2O_3	0.72
FeO	1.26
MnO	0.03
MgO	0.63
CaO	3.34
BaO	0.05
Na_2O	4.30
K_2O	1.64
P_2O_5	0.05
CO_2	0.25
S	0.03
$H_2O \div 105^0$	0.11
$H_2O + 105^0$	0.72
	100.17

Dichte $\frac{20^0}{4^0}$ 2.720, bestimmt von E. Berner.

Dieser Analyse und den Beobachtungen am Dünnschliff entspricht folgender Mineralbestand [1]:

Quarz	36.8 %
Oligoklas-Albit ($An_{15}Ab_{85}$)	41.0 »
Klinozoisit	7.0 »
Muskovit	8.0 »
Biotit	6.6 »
Apatit	0.12 »
Titanit	Spur
Pyrit	0.06 »
Kalkspat	0.57 »
	100. %

[1] Bei dieser relativ einfachen Berechnung eines Intrusivgesteins wird von einer ausführlichen Wiedergabe der Rechnungsweise abgesehen, ebenso wie in analogen Fällen, die in den ersten Kapiteln erwähnt sind.

Diese chemische Zusammensetzung und der Mineralbestand entsprechen durchaus einem Trondhjemite (vergl. S. 23—25, sowie Geol. petrogr. Studien IV, 1916). Indessen gibt uns die Analyse nicht die ursprüngliche Gesteinszusammensetzung, sondern eine Zusammensetzung, die in der Richtung höheren Natrongehalts verschoben ist, wie aus dem Auftreten von Myrmekit hervorgeht. Immerhin darf man wohl annehmen, daß dieses Gestein ein intrusiver Trondhjemit war, der durch kataklastische (und wohl auch protoklastische) Vorgänge den gneisartigen Habitus erhalten hat. Befremdend wirkt nur das Auftreten der Myrmekit-Einsprenglinge, da es bei einem magmatischen Gestein schwer verständlich wäre, wie der, jedenfalls auch primär untergeordnete, Kalifeldspat große porphyrische Einsprenglinge bilden könnte und nicht auf die Grundmasse beschränkt blieb. Doch wäre es denkbar, daß es sich um losgelöste Kalifeldspat-Porphyroblasten aus den angrenzenden dunkeln Gneislagen handelte.

Nach dieser Deutung der dunkeln und hellen Lagen wäre der Gneis von Line ein Lagen-Injektionsgneis, dessen dunkle Lagen ein durch Injektionskontaktmetamorphose zu Augengneis umgewandelter Tonschiefer sind, während die hellen Lagen ein trondhjemitisches Intrusivgestein sind.

Dieses Kompositgestein ist dann durch Zertrümmerung und teilweise Umkrystallisation weiter verändert worden.

In Anschluß an die trondhjemitischen Lagen im Gneis von Line sei erwähnt, daß wir auch anderwärts im Stavanger-Gebiete in Injektionsgneis-Komplexen mitunter plagioklasreiche Gneise finden, deren Struktur sehr stark von normaler Eruptivgesteinsstruktur abweicht, ohne daß aber, wie im Gneis von Line, kataklastische Zertrümmerungen nachweisbar sind.

Auf Tafel XIV Fig. 1 und 2 ist ein solcher plagioklasreicher Gneis abgebildet. Man erkennt den Porphyroblasten-Habitus der großen Plagioklase, welche den Hauptbestandteil des Gesteins bilden. Daneben finden sich Quarz und Biotit-Epidot-Aggregate. Neben Einsprenglingen von Plagioklas (Oligoklas) finden sich vereinzelte Einsprenglinge von Mikroperthit (nicht mit auf der Abbildung). Ferner finden sich einige große Granatkrystalle (teilweise zu Biotit umgewandelt), außerdem etwas Orthit und Leukoxen.

Die Frage ist nun, ob solche Gesteine als Trondhjemitgneise zu deuten seien, oder etwa als Endglied einer Umwandlungsreihe, die vom Albitporphyroblasten-Schiefer nicht zu Mikroperthit-reichen Gneisen führt, sondern zu Plagioklasgneisen, vielleicht unter Austausch von Kali gegen Natron.

Ich möchte glauben, daß noch kein genügendes Material vorliegt, um eine abschließende Diskussion beider Möglichkeiten durchzuführen.

Vorläufig erscheint es mir aber wahrscheinlich, daß beide Möglichkeiten im Stavanger-Gebiete verwirklicht sind. Einerseits finden wir unzweifelhaft trondhjemitische Gesteine mit gneisartigem Habitus, anderseits ist aber auch Natronzufuhr unter Austausch gegen Kali (Bildung von Myrmekit und Schachbrettalbit) im Stavanger-Gebiete sehr verbreitet, sodaß sehr wohl auf Kosten von Tonschieferderivaten reine Plagioklasgneise enstehen könnten.

Bezüglich der Biotit-Epidot-Aggregate in diesen und andern Gneisen, die in den Tonschieferderivaten augenscheinlich durch Epidotausfällung auf Glimmer-Minerale gebildet sind, hat mich Herr Hofrat F. Becke bei einem Besuche in Kristiania (Frühjahr 1920) darauf aufmerksam gemacht, daß es sich auch um Pseudomorphosen nach Amphibol handeln könnte, und in der Tat können besonders die Tafel XIV, Fig. 1 abgebildeten Aggregate sehr wohl als Pseudomorphosen nach Hornblende gedeutet werden.

Falls eine solche Deutung richtig ist, so wäre dieser Gneis wohl als ein metamorpher, ursprünglich hornblendeführender Trondhjemit aufzufassen.

DIE CHEMISCHEN VORGÄNGE BEI DER INJEKTIONSKONTAKTMETAMORPHOSE.

Stoffbilanz und Mineralbilanz.

Mein Material aus dem Stavanger-Gebiete erscheint mir recht wohl geeignet, um daran die chemischen Vorgänge bei der Injektionskontaktmetamorphose zu erörtern.

Zur Übersicht über die chemische Zusammensetzung der beteiligten Gesteine ist auf S. 110 eine Tabelle der Gesteinsreihe zwischen dem Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit und den Augengneisen gegeben, ergänzt durch die beiden Analysen granitischer Gesteine. Diese Zusammenstellung soll natürlich nicht bedeuten, daß die Granite aus Tonschiefern entstanden seien, sondern die Granite sind an das Ende der Reihe gestellt als dasjenige Gestein, von dem aus (oder von dessen Restlösungen aus) eventuelle Prozesse der Stoffzufuhr stattgefunden haben. Eigentlich hätten deshalb auch Analysen der Trondhjemite in der Tabelle dargestellt werden sollen, doch mußte dies wegen Platzmangels unterbleiben. Man vergleiche die Trondhjemitanalysen auf S. 24.

Man erkennt ohne weiteres an den Analysen, daß vom Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit, über die verschiedenen Typen Granat- und Biotit-führender Gesteine eine stetige Reihe zum Albitporphyroblasten-Schiefer verläuft, von diesem wahrscheinlich weiter zu den Augengneisen, die sich zum Schlusse sehr dem Endstadium einer rein granitischen Zusammensetzung nähern.

Schon ein erster Blick zeigt uns mehrere charakteristische Eigenschaften dieser Gesteinsreihe.

Zunächst erkennt man eine deutliche Zunahme der Kieselsäure, von den schwächeren zu den höheren Graden der Metamorphose.

Zwar hält sich die Variation des Kieselsäuregehaltes in allen Gliedern der Reihe, sogar in den Gneisen, noch innerhalb jenes Rahmens, der bei pelitischen Sedimenten üblich ist, indessen kann eine so regelmäßige Zunahme des Kieselsäuregehaltes kaum auf zufälligen Schwankungen beruhen, sondern deutet entschieden auf eine Zufuhr von Kieselsäure.

Der zweite charakteristische Zug der Gesteinsreihe ist die starke und sehr regelmäßige Abnahme des Wassergehalts mit zunehmender Metamorphose.

Drittens erkennt man eine bedeutende und ziemlich regelmäßige Zunahme des Natrongehaltes bei zunehmender Metamorphose. Diese Zunahme des Natrongehaltes überschreitet bei weitem die Grenzen, innerhalb welcher der Natrongehalt in unmetamorphen Sedimentgesteinen variiert, sodaß wir bestimmt mit einer Zufuhr dieses Stoffes rechnen müssen.

Die Änderung in den Mengen der drei Stoffe Kieselsäure, Wasser und Natron ist ganz offenbar auf Zufuhr, respektive Abfuhr zurückzuführen; es handelt sich hier um Änderungen der *absoluten* Mengen, nicht nur um *relative* Änderungen, verursacht durch Schwankungen anderer Gemengteile.

Etwas weniger übersichtlich liegen die Verhältnisse bei den andern Stoffen. Eine Diskussion des vorliegenden Tatsachenmaterials kann indessen auch hier manche Gesetzmäßigkeit an den Tag bringen.

Hierzu wollen wir diese Oxyde der Reihe nach behandeln.

Der Gehalt an Titansäure zeigt regelmäßige Abnahme bei zunehmender Metamorphose. Zum größten Teil ist diese Abnahme sicher eine relative, wesentlich bedingt durch die Zunahme der Kieselsäure, zum kleineren Teil könnte vielleicht mit einer Entfernung von Titansäure gerechnet werden, obgleich noch kein sicherer Beweis hierfür erbracht werden kann.

Der Gehalt an Tonerde nimmt ebenfalls regelmäßig ab. Die Abnahme der Tonerde hält sich durchaus innerhalb derjenigen Grenzen, die durch eine nur relative Änderung gesetzt werden. Wir können mit Bestimmtheit aus den Analysenzahlen folgern, das Tonerde nicht weggeführt worden ist, was auch mit dem üblichen Verhalten der Tonerde in metamorphen Gesteinen übereinstimmt. Die relative Abnahme der Tonerde hat ihren Grund darin, daß unter den zugeführten Materialien Tonerde entweder gar nicht vertreten war, oder doch in schwächerem Maße als im ursprünglichen Gesteine.

Die Menge der Eisenoxyde zeigt ebenfalls allmähliche und sicher nur relative Abnahme. Einige unregelmäßige Schwankungen im Eisengehalte halten sich durchaus innerhalb der normalen Variationsbreite des sedimentären Substrats.

Der kleine Mangangehalt zeigt keine sehr regelmäßige Variation, doch scheint seine Menge bei zunehmender Metamorphose im allgemeinen abzunehmen. Einige größere Schwankungen in den Anfangsgliedern der Reihe könnten durch lokale Variationen des sedimentären Materials bedingt sein, doch ist auch die Möglichkeit vorhanden, daß Mangan während der Metamorphose durch metasomatische Vorgänge lokal angereichert ist.

	I Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit, Mittel$_{18}$	II Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Phyllit, Mittel$_8$	III Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Phyllit, Bru	IV Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Schiefer, braun, Mittel$_6$	V Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Glimmerschiefer, grau, Mittel$_4$	VI Albitporphyroblasten-Schiefer, Mittel$_6$	VII Glimmerreicher Augengneis, Bru	VIII Gneis, (Augengneis) Roshol-men	IX Gneis, dunkle Lage, Line	X Granit Vistnes Fyrlygt	XI Granitaplit, Naversnes	
SiO_2	58.32	57.29	60.62	62.10	64.35	64.70	60.52	68.27	70.92	74.56	70.03	SiO_2
TiO_2	0.98	0.97	0.80	0.81	0.70	0.59	0.55	0.45	0.31	0.16	0.14	TiO_2
Al_2O_3	20.00	20.60	18.50	16.27	16.54	15.45	14.80	14.30	14.42	13.33	12.20	Al_2O_3
Fe_2O_3	2.01	2.40	1.32	1.44	2.24	1.30	1.92	1.02	0.88	0.52	0.64	Fe_2O_3
FeO	4.98	5.48	5.65	5.78	3.92	4.18	3.96	3.80	1.91	1.07	0.83	FeO
MnO	0.22	0.41	0.07	0.35	0.14	0.05	0.09	0.07	0.03	Spur	Spur	MnO
MgO	1.85	1.76	2.42	2.19	2.04	1.48	0.67	0.55	0.46	0.28	0.20	MgO
CaO	0.60	0.37	1.66	2.07	2.04	2.92	1.82	2.18	2.10	0.90	0.23	CaO
BaO	0.10	0.10	—	0.07	0.11	0.10	—	0.13	0.20	Spur	Spur	BaO
Na_2O	1.26	1.40	1.81	2.28	2.00	3.09	3.29	3.48	3.40	2.94	3.53	Na_2O
K_2O	4.49	4.30	4.02	3.16	3.82	3.46	5.42	4.72	4.57	5.41	4.87	K_2O
P_2O_5	0.15	0.14	0.08	0.16	0.17	0.19	0.12	0.14	0.06	0.05	Spur	P_2O_5
CO_2	0.43	0.05	—	0.52	0.13	0.85	Spur	0.33	0.30	0.18	0.16	CO_2
S	0.06	0.11	0.05	0.01	—	0.05	0.02	0.03	0.10	0.02	0.02	S
H_2O : 105^0	0.05	0.05	0.17	0.16	0.12	0.15	0.20	0.04	0.10	0.03	0.04	H_2O : 105^0
H_2O + 105^0	4.05	4.00	2.92	2.25	1.73	1.82	0.95	0.96	0.49	0.51	0.45	H_2O + 105^0
Summe	100.02[1]	100.24[2]	100.09	100.05[3]	100.05	100.44	100.39	100.47	100.25	99.96	94.94	Summe
Si	58.81	57.79	59.25	61.53	62.63	62.74	63.36	65.05	67.02	70.73	72.47	Si
U	32.24	33.54	30.45	27.94	26.73	24.15	22.12	20.57	18.99	16.41	14.96	U
L	8.95	8.67	10.30	10.52	10.65	13.11	14.52	14.38	13.98	12.87	12.57	L
$\frac{U}{L}$	3.600	3.869	2.957	2.656	2.511	1.842	1.523	1.430	1.358	1.275	1.191	$\frac{U}{L}$
$\frac{Al_2O_3}{CaO + Na_2O + K_2O : CO_2}$	2.735	2.737	1.751	1.668	1.526	1.269	1.017	1.018	1.054	1.117	1.095	$\frac{Al_2O_3}{CaO + Na_2O + K_2O : CO_2}$

[1] Inkl. C 0.36 %, Cr_2O_3 0.02, V_2O_3 0.03. [2] Inkl. C 0.81 %. [3] Inkl. C 0.10 %.

Fälle metasomatischer Manganananreicherung kenne ich nämlich anderwärts im kaledonischen Gebirge[1].

Der Magnesiagehalt zeigt keine regelmäßige Änderung in der Reihe vom Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit bis zum Albitporphyroblasten-Schiefer, sondern hält sich auffallend konstant; beim Übergang zu den Gneisen erfolgt eine plötzliche bedeutende Abnahme der Magnesia, die so auffällig ist, daß man sogar den genetischen Zusammenhang der Gneise mit der vorangehenden Gesteinsreihe anzweifeln könnte.

Der Gehalt an Kalk ist niedrig in den Endgliedern zu beiden Seiten der Reihe, ist dagegen in den mittleren Gliedern der Reihe nicht unerheblich, sodaß man daran denken kann, daß Kalk in diesen Gliedern angereichert sei.

Die Änderung des Natrongehaltes ist bereits oben besprochen worden. Der Gehalt an Kali nimmt erst etwas ab, dann wieder zu, und zeigt in den Gneisen ungefähr dieselben Zahlen wie in den Phylliten. Bei einer eingehenden Diskussion der Werte für Kali müßte eine Korrektion an den Zahlen der Analysentabelle angebracht werden, da einige der Gesteine durch diaphthoritische Umwandlung von Biotit in Chlorit etwas Kali verloren haben. Wird dies berücksichtigt, so erscheint die Abnahme des Kaligehaltes in den mittleren Gliedern der Reihe nicht mehr so auffällig. Die Abnahme scheint keine *absolute* zu sein, die auf Entferung von Kali beruht, sondern nur eine *relative*, vorgetäuscht vor allem durch die Zunahme an Kieselsäure. Die Zunahme in den Gneisen muß hingegen auf Zufuhr beruhen, falls diese Gneise überhaupt zur selben Gesteinsreihe gehören.

Die Gehalte an Phosphorsäure, Kohlensäure und Schwefel zeigen keinerlei regelmäßige Änderung, doch sei darauf aufmerksam gemacht, daß der relativ hohe Kalkspatgehalt in den Albitporphyroblasten-Schiefern wohl auf Zufuhr beruhen könnte.

Die regelmäßige Abnahme des Wassergehalts ist schon oben als ein besonders wichtiger Charakterzug der Gesteinsreihe hervorgehoben worden. Für Erörterungen quantitativer Art müssen auch für den Wassergehalt Korrektionen angebracht werden, entsprechend der sekundären (diapthoritischen) Wasseraufnahme bei der Bildung von Saussurit und besonders Chlorit. Immerhin ist der Gang der Entwässerung so deutlich, daß er auch ohne solche Korrektionen hervortritt.

[1] Manganreiche Granatglimmerschiefer zwischen Fokstuen und Hjerkin, Dovre, unveröffentlichte Beobachtungen des Verfassers.

Um die Übersicht über die chemischen Veränderungen zu erleichtern, sind für die elf Analysen der Tabelle nach F. Becke[1] die Kennzahlen Si, U, und L, berechnet worden, entsprechend den Metallatomprozenten von Si, von Al + Fe + Mg, von Ca + Na + K.

Ferner habe ich, um den Tonerdeüberschuß zahlenmäßig darzustellen, für die elf Analysen den Quotienten

$$\frac{Al_2O_3}{CaO + Na_2O + K_2O - CO_2}$$

berechnet, worin übrigens CO_2 nicht die gesamte Kohlensäuremenge darstellt, sondern nur die an Calcium gebundene Menge.

Betrachtet man die Analysen und die daraus berechneten Kennzahlen, so kann man sich nicht der Annahme verschließen, daß in den Gesteinen I bis VI eine kontinuierliche Reihe vorliegt, deren chemische Variation durch Zufuhr gewisser Stoffe und Abnahme des Wassergehalts zu erklären ist. Besonders anschaulich ist die Abnahme des Tonerdeüberschusses.

Viel schwieriger ist die Frage, ob die Gesteine VII, VIII und IX eine Fortsetzung derselben Reihe darstellen, oder nicht. Nach den Kennzahlen Si, U, L und den Quotienten $\frac{U}{L}$ könnte ein solcher Zusammenhang sehr wahrscheinlich aussehen, anderseits nähert sich der Chemismus von VIII und IX schon derart dem der gewöhnlichen Granitgesteine, daß ich es in chemischer Beziehung für nicht beweisbar halte, daß die beiden letztgenannten Gesteine unter Beteilung von sedimentärem Material gebildet seien. Hingegen möchte ich es für Gestein VII, glimmerreicher Augengneis von Bru, für äußerst wahrscheinlich halten, daß hier ein injektionsmetamorpher Tonschiefer vorliegt.

Für eine Diskontinuität der Gesteinsreihe zwischen VI und VII könnte das Verhalten des Tonerdeüberschusses sprechen, da die Gneise keinen chemischen Tonerdeüberschuß mehr erkennen lassen. Allerdings enthalten auch die Gneise Minerale mit Tonerdeüberschuß, wie Almandin, Biotit, Muskovit, aber der Tonerdeüberschuß dieser Minerale ist kompensiert durch den Kalküberschuß des Klinozoisits.

Die rasche Abnahme des Tonerdeüberschusses von den Gesteinen I und II zu dem Gestein VI (Albitporphyroblasten-Schiefer) deutet darauf, daß die Zufuhr von Natron und eventuell Kalk nicht in Form einer Ver-

[1] F. Becke, Tschermaks Min.-petrogr. Mitteilungen, Bd. 21, 1902, S. 230 u. Denkschriften d. K. Akad. Wissensch. Wien, Math.-naturw. Kl. B. 75, I Halbbd. S. 194, 1913.

bindung mit Tonerde stattgefunden hat, sondern wahrscheinlich ohne Tonerde. Wäre das Natron in Form von Albit zugeführt worden, so wäre ja eine außerordentlich große Albitzufuhr notwendig, um den Tonerdequotienten bis auf 1.269 zu erniedrigen.

Berechnen wir zum Beispiel die Albitzufuhr, welche nach dem *Natrongehalte* notwendig wäre, um von Gestein I zu VI zu gelangen, so kommt man zu einer Zufuhr von etwa 20 % des Albitsilikates. Einer solchen Zufuhr würde aber ein *Tonerdegehalt* des Albitporphyroblasten-Schiefers von 19.9 % entsprechen, wie ja überhaupt der absolute Tonerdegehalt des Phyllits durch Zufuhr eines Minerals mit 19.4 % Tonerde nicht wesentlich erniedrigt werden könnte.

Wir müssen deshalb annehmen, daß Natron ohne eine äquivalente Tonerdemenge zugeführt worden ist, wahrscheinlich in Form eines Natronsilikates, und daß Analoges für die eventuelle Zufuhr von Kalk gilt.

Dies führt uns zu der Annahme, daß die Zufuhr oder vielmehr die *Bindung* der beiden Basen Natron und Kalk auf Metasomatose beruht, daß der Phyllit, respektive Glimmerschiefer eben durch seinen Tonerdeüberschuß die Fähigkeit hatte, diese Basen in Form schwerlöslicher Silikate zu binden.

Zur Orientierung über die verschiedenen Möglichkeiten der Stoffbilanz können wir die Zusammensetzung verschiedener fiktiver Mischgesteine berechnen, welche im Natrongehalte dem Albitporphyroblasten-Schiefer, also der Analyse VI, entsprechen würden.

Als Ausgangsmaterial ist bei der Berechnung der Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit (Analyse I) zugrundegelegt.

Man kann mit folgenden Möglichkeiten der Bilanz rechnen:

a. Die Zufuhr erfolgte als Trondhjemit (etwa entsprechend Analyse I, S. 24); zu 100 Teilen Phyllit wären etwa 150 Teile Trondhjemit zugeführt.

b. Die Zufuhr erfolgte als Granitaplit (etwa entsprechend Analyse II, S. 30); zu 100 Teilen Phyllit wären etwa 400 Teile Granitaplit zugeführt.

c. Die Zufuhr erfolgte als Albit; zu 100 Teilen Phyllit wären etwa 20 Teile Albit zugeführt worden (Siehe auch oben).

d. Die Zufuhr des Natrons erfolgte als Albit; gleichzeitig wären Kieselsäure und Kalk zugeführt worden, Wasser entfernt worden, entsprechend einer Zufuhr zu 100 Teilen Phyllit von 30 Teilen Albit, 19.4 Teilen Kieselsäure, 3.9 Teilen Kalk, Entfernung von 1,3 Teilen Wasser.

e. Die Zufuhr oder richtiger gesagt die *Bindung* erfolgte in Form der Oxyde SiO_2, Na_2O, CaO; Wasser wurde entfernt; dies entspräche zu 100 Teilen des ursprünglichen Phyllits zugeführt etwa 26 Teile Kieselsäure, 3.1 Kalk, 2.8 Natron, entfernt 1.7 Wasser.

Die Berechnung nach diesen fünf Alternativen führt zu folgenden Zahlen:

	Berechnet					Analyse des Albitporphyroblasten-Schiefers.
	a	b	c	d	e	
SiO_2	65.4	72.9	60,1	64.7	64.7	64.70
TiO_2	0.6	0.3	0.8	0.6	0.8	0.59
Al_2O_3	17.2	13.8	19.9	17.0	15.4	15.45
Fe_2O_3	1.1	0.9	1.7	1.3	1.6	1.36
FeO	3.4	1.7	4.1	3.3	3.8	4.18
MgO	1.4	0.5	1.5	1.2	1.4	1.48
CaO	2.4	0.3	0.6	2.9	2.9	2.92
Na_2O	3.1	3.1	3.0	3.1	3.1	3.09
K_2O	2.9	4.6	3.8	2.9	3.5	3 46
$H_2O + 105^0$	2.1	1.2	3.4	1.8	1.8	1.82
Totale Zufuhr zum Phyllit, nach Abzug von Wasser.						
%	150	400	20	52	30,2	

Diese Zahlen scheinen mir zu beweisen, daß die Natronzufur nicht durch einfache Addition von Trondhjemit, Granit oder Albit zum Phyllit vor sich gegangen ist, sondern daß entsprechend Alternativ e aus irgendwelchen Lösungen oder Dämpfen Kalk und Natron selektiv absorbiert wurden, wobei gleichzeitig auch reichlich Kieselsäure ausgeschieden wurde.

In ähnlicher Weise wie für den Albitporphyrblasten-Schiefer VI können wir die zugeführten und entfernten Stoffmengen für die Schiefer II, III, IV, V berechnen. Wir erhalten dann folgende Zahlen:

Versuch einer Stoffbilanz.

		II	III	IV	V	VI
Zufuhr	%					
	SiO_2	—	7.	13.	18.	26.
	CaO	—	1.2	1.7	1.7	3.1
	Na_2O	0.14	0.7	1.3	1.1	2.8
Abfuhr	%					
	H_2O	0.05	0.9	1.5	2.0	1.7

Am unsichersten unter diesen Zahlen sind natürlich die für Kieselsäure berechneten, da ja der Kieselsäuregehalt der Tonsedimente an und für sich sehr schwankend ist. Dasselbe gilt auch für den Kalkgehalt, da es ja denkbar wäre, daß Kalk bei der Metamorphose nicht zugeführt, sondern nur in schwer auslaugbarer Form gebunden wurde. Ganz sicher ist hingegen nach Art und Menge die Zufuhr von Natron.

In ähnlicher Weise könnte man auch die Bildung des Augengneises VII durch selektive Bindung zugeführter Stoffe in teilweise entwässertem metamorphen Tonschiefer zu erklären versuchen. Man würde dann zu folgender Stoffbilanz geführt:

SiO_2	+ 34 %
CaO	+ 2
Na_2O	+ 3,3
K_2O	+ 2,3
H_2O	— 2,6

Unter der Voraussetzung einer solchen Bilanz ließe sich folgende Zusammensetzung des glimmerreichen Augengneises berechnen:

	VII berechnet	VII gefunden
SiO_2	66.5	66.52
TiO_2	0.7	0.55
Al_2O_3	14.4	14.86
Fe_2O_3	1.5	1.92
FeO	3.6	3.96
MgO	1.3	0.67
CaO	1.8	1.82
Na_2O	3.3	3.29
K_2O	5.4	5.42
H_2O	1.0	0.95

Im Falle des Gneises VII ist es übrigens wohl möglich, oder sogar wahrscheinlich, daß neben einer solchen metasomatischen Zufuhr von Alkalien, Kieselsäure und wohl Kalk auch noch eine direkte Imprägnation mit Feldspaten stattgefunden hat. Hierauf könnte es deuten, daß obige Berechnungsweise einen etwas zu niedrigen Tonerdegehalt ergibt.

Für die beiden andern Gneise (Rosholmen und Line) habe ich von einer derartigen Berechnung abgesehen, da die Herkunft dieser Gesteine von Tonschiefern höchst unsicher ist.

Um zu einer mineralogischen Deutung der Stoffzufuhr in unsern Injektionskontaktzonen zu gelangen, ist es zweckmäßig eine Übersicht über den Mineralbestand der beteiligen Gesteine zu betrachten.

Ich habe deshalb den berechneten Mineralbestand derselben Gesteine, deren Analysen wir auf S. 110 finden, auf S. 117 zusammengestellt.

Zunächst sieht man auf der Tabelle die allgemeinen Züge der Metamorphose, mit dem Fortschreiten von Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit über Granat-führende und dann auch Biotit-führende Gesteine zu den Albitporphyroblasten-Schiefern, sodann zu den Gneisen mit reichlichem Kalifeldspat.

Die Zunahme an Feldspaten (+ Klinozoisit) ist sehr deutlich, gleichzeitig zeigt sich eine Abnahme an Glimmern + Chlorit. Die Menge des Granates hält sich anscheinend in den Granat-führenden Gesteinen einigermaßen konstant und ist an und für sich zu gering, um bei der fortschreitenden Ummineralisierung eine große Rolle zu spielen.

Wir können eine Tabelle über die drei Hauptbestandteile, oder richtiger Gruppen von Hauptbestandteilen zusammenstellen, die recht instruktiv ist:

Grundlage einer Mineralbilanz:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Quarz	29	28	30	33	34	32	24	27	31	36	38
Feldspate und Klinozoisit-Epidot .	11	12	20	22	24	31	55	55	55	52	54
Glimmer, Chlorit und Granat . . .	56	55	50	43	40	34	20	17	12	10	7

Wir ersehen aus der Tabelle, daß die Quarzmenge in unserer Gesteinsreihe recht nahe konstant ist, der Unterschied der einzelnen Glieder zeigt sich hingegen im Verhältnis zwischen Glimmer + Chlorit + Granat gegenüber Feldspat + Klinozoisit.

	I Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit, $Mittel_{18}$	II Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Phyllit, $Mittel_8$	III Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Phyllit, Bru	IV Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Schiefer, braun, $Mittel_6$	V Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Glimmerschiefer, grau, $Mittel_4$	VI Albitporphyroblasten-Schiefer, $Mittel_6$	VII Glimmerreicher Augengneis, Bru	VIII Gneis, (Augengneis) Roshol-men	IX Gneis, dunkle Lage, Line	X Granit, Vistnes Fyrlygt	XI Granitaplit, Naversnes	
Quarz	29.3	27.6	30.0	32.8	33.9	31.7	24.2	27.1	30.9	35.9	37.6	Quarz
Kalifeldspat	—	—	—	—	—	1.0	22.0	20.3	20.5	25.4	24.9	Kalifeldspat
Plagioklas	10.6 An_0Ab_{100}	12.1 $An_{2.5}Ab_{97.5}$	15.0 $An_{10}Ab_{90}$	20.0 $An_{15}Ab_{85}$	22.0 $An_{25}Ab_{75}$	27.0 $An_{10}Ab_{90}$	28.0 An_5Ab_{95}	30.0 An_5Ab_{95}	30.0 An_5Ab_{95}	26.0 An_5Ab_{95}	29.4 An_0Ab_{100}	Plagioklas
Klinozoisit-Epidot	—	—	4.9	1.9	1.6	3.3[1]	5.2[1]	4.5[1]	4.8[1]	1.[1]	-	Klinozoisit-Epidot
Muskovit	38.1	36.4	23.0	16.0	18.0	14.0	0.5	3.0	5.0	7.	4.	Muskovit
Biotit	—	—	15.0	15.6	19.4	16.5	17.7	11.5	6.0	3.	2.5	Biotit
Chlorit	18.0	16.5	10.0[2]	8.0[2]	—	2.0[2]	—			—	—	Chlorit
Granat	—	2.0	1.5	3.0	3.0	1.5	2.0	2.0	1.0	-	—	Granat
Amphibol	—	—	—	0.5	-	0.2	—	—		—	—	Amphibol
Magnetit	1.0	3.0	—	-	1.0	—	—	0.3	0.5	0.8	0.9	Magnetit
Rutil	1.0	1.0	0.2[2]	0.3[2]	0.1[2]	0.5[3]	0.3[3]	0.6[4]	0.5[3]	0.1[3]	0.2[3]	Rutil
Apatit	0.4	0.3	0.2	0.4	0.4	0.5	0.3	0.3	0.1	0.1	Spur	Apatit
Karbonate	1.0	0.1		1.1	0.3	1.9	—	0.8	0.7	0.4	0.4	Karbonate
Kohle	0.4	0.8	—	0.1	—	—	—	-	—	—	—	Kohle
Pyrit	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0	Pyrit
Spez. Gew.	2.798	2.802	2.838	2.814	2.812	2.777	2.735	2.715	2.705	2.652	2.629	Spez. Gew.

[1] Teilweise diaphthoritisch aus Plagioklas entstanden. [2] Diaphthoritisch aus Biotit entstanden. [3] Titanit. [4] 0.5 Titanit, 0.1 Ilmenit.

Die Mineralbilanz zeigt uns also folgendes: Die Menge der Minerale mit *Tonerdeüberschuß* gegenüber Alkalien und Kalk nimmt mit zunehmender Metamorphose ab, die Menge der Minerale mit »*gesättigter*« *Tonerde*[1] nimmt zu.

Betrachten wir diese Tabelle im Vergleiche mit der Tabelle auf S. 114, welche über die berechnete Stoffbilanz orientiert, so erkennen wir, daß offenbar ein sehr wesentlicher Teil der zugeführten Kieselsäure nicht als Quarz ausgeschieden, sondern beim Übergang der Kieselsäure-armen Glimmer zu Kieselsäure-reichen Feldspaten gebunden wurde.

Beim Studium obiger Tabelle ist übrigens zu beachten, daß besonders in den ersten Gesteinen der Reihe die Feldspatmenge wahrscheinlich etwas zu hoch gerechnet ist (weil der Muskovit natronfrei angenommen wurde), sodaß die Zahlen für Feldspat hier etwas zu erniedrigen sind, die Zahlen für Glimmer und Quarz etwas zu erhöhen. Die charakteristischen Züge in der Umwandlung des Mineralbestandes treten nach dieser Korrektur noch stärker hervor.[2]

Wir können uns dem Gedanken nicht verschließen, daß die Stoffzufuhr eine wesentlich metasomatische gewesen ist, und zwar nicht nur in Bezug auf die zugeführten Basen, sondern auch in Bezug auf Kieselsäure.

Als Ausfällungsmittel wirkten offenbar hauptsächlich die Glimmerminerale des Schiefers, eine Vermutung, welche in Bezug auf Ausfällung von Kalk auch im mikroskopischen Bilde durch die regelmäßige Assoziation zwischen Glimmern und Klinozoisit bestätigt wird, der Granat scheint ebenfalls ähnlich wirken zu können, ist aber offenbar nicht so schnell angreifbar.

Die Herkunft der zugeführten Stoffe.

Von ganz besonderem Interesse ist die Frage nach der Herkunft der zugeführten Stoffe.

Die zugeführte Kieselsäure entstammt sicherlich den Intrusivgesteinen, ebenso das Natron. Für den Kalk wäre es immerhin denkbar, daß er nicht vom Intrusivgestein her zugeführt worden ist, sondern daß die in der Kontaktzone zirkulierenden Lösungen ihren Kalkgehalt den kalkhaltigen Lagen der kambrosilurischen Formationsreihe verdanken, daß also in Bezug auf Kalk nur ein Ausgleich innerhalb des Kontakthofes stattgefunden hat.

[1] Oder sogar mit mehr als »gesättigter« Tonerde, wie Klinozoisit.

[2] Hierzu kommt noch, daß auch der Tonerdeüberschuß der Glimmerminerale nach den höheren Gliedern der Reihe abnimmt (Ersatz von Muskovit durch Biotit und dann Lepidomelan).

Daß die magmatischen Restlösungen reichlich Kieselsäure enthalten haben, geht aus den intrusiven Quarzgängen (vergl. S. 31—33) klar hervor. Ich möchte es für sicher halten, daß auch das Natron den Intrusivgesteinen des Gebietes entstammt. Daß in den sauren Intrusivgesteinen selbst nach der Erstarrung noch natronhaltige Lösungen zirkuliert haben, ergibt sich aus der Häufigkeit von Myrmekit und Schachbrett-Albit.

Es fragt sich nun, in welcher Form ist das Alkali in den Lösungen enthalten gewesen, welche die Natronzufuhr zum Schiefer vermittelt haben. Ich möchte es für äußerst unwahrscheinlich halten, daß es sich nur um Lösungen von Albit, Glimmern, Alkalialuminaten oder dergleichen tonerdereichen Verbindungen gehandelt hat, denn das Charakteristische der metasomatischen Alkalizufuhr hat ja eben darin bestanden, daß die zugeführten Natronmengen erst durch den Tonerdeüberschuß des Schiefers ausgefällt wurden. Es muß sich also um Tonerde-freie oder wenigstens im Verhältnis zum Alkali Tonerde-arme Lösungen gehandelt haben.

Man wird zu der Auffassung gedrängt, es hätten die injizierten Lösungen freies Alkalisilikat enthalten, sozusagen eine Art von »Wasserglas«.

Der *absolute* Gehalt dieser Lösungen an freiem Alkalisilikat kann allerdings nicht sehr hoch gewesen sein, da sonst auch ein anderer metasomatischer Prozeß stattgefunden hätte, nämlich Bildung von Natronpyroxen oder Natronamphibol auf Kosten eisenreicher Minerale. Eine derartige Natronmetasomatose kommt übrigens anderwärts nicht ganz selten vor.

Die Alkalisilikatlösungen, um die es sich hier zu handeln scheint, können nun in sehr anschaulicher Weise vom Intrusivgestein abgeleitet werden, wenn man sie mit der Muskovitführung der sauren Intrusivmassen im Stavanger-Gebiete (vergl. S. 23 und 29) in Verbindung bringt.

Man kann sich vorstellen daß die Bildung von Muskovit auf Kosten von Alkalifeldspat (oder richtiger statt einem Teil des Alkalifeldspates) in den späteren Stadien der Gesteinsverfestigung als eine Art von Hydrolyse des Feldspatmoleküls aufzufassen ist, etwa entsprechend der Gleichung:

$$3\,K_2Al_2Si_6O_{16} + 2\,H_2O = H_4\,K_2Al_6Si_6O_{24} + 2\,K_2O + 12\,SiO_2$$

Gerade muskovitreiche Intrusivgesteine, wie diejenigen des Stavanger-Gebietes, sollten demnach Alkalisilikatlösungen abgegeben oder hinterlassen haben, welche die metasomatische Injektionsmetamorphose im Nebengestein (falls dieses einen Tonerdeüberschuß enthalten hat) bewirkt haben.

Faßt man die Muskovitbildung als Hydrolyse des Kalifeldspates auf, so gewinnt die alte Unterscheidung zwischen Granit und Granitit erneute Berechtigung; Granit ist das Produkt eines Magmas, welches soviel Wasser enthielt, daß diese Hydrolyse sichtbare Spuren hinterlassen hat. Die

Hydrolyse ist übrigens nicht nur Funktion der *Menge* an Wasser, sondern auch der *physikalischen Bedingungen*, insbesonders der *Temperatur*, indem wir annehmen müssen, daß unter sonst gleichen Bedingungen die Hydrolyse mit der Temperatur ansteigt[1], entsprechend der zunehmenden Dissoziation des Wassers.

Falls diese Auffassung über den Ursprung der natronhaltigen[2] Lösungen richtig ist, so sollte man Kontaktzonen mit *metasomatischer* Injektionsmetamorphose vorzugsweise um Muskovit-reiche Tiefengesteine finden, hingegen nicht um typische Granitite.

Die Frage nach dem Ursprung des magmatischen Wassers brauchen wir hierbei gar nicht zu stellen; es ist für unsere Betrachtungen belanglos, ob das zur Hydrolyse notwendige Wasser von jeher im Magma enthalten gewesen ist, oder von der Schieferhülle herstammt; notwendig ist nur, daß die äußeren physikalischen Bedingungen, insbesonders der statische Druck, dem Magma erlaubt haben, genügende Wassermengen in Lösung zu halten. Demnach sollte man von vornherein erwarten, daß derartige Prozesse wie die metasomatische Injektionsmetamorphose vorzugsweise um solche Tiefengesteine auftreten, die unter hohem Drucke erstarrt sind.

Es könnte allerdings merkwürdig erscheinen, daß dieselben Lösungen oder Dämpfe, die im Intrusivgestein Glimmer statt Feldspat entstehen ließen, im Nebengestein mit dem Glimmer der Schiefer unter Feldspatbildung reagiert haben sollen. Hier muß man aber den Einfluß der Temperatur in Betracht ziehen. Bei sinkender Temperatur nimmt die Hydrolyse des Feldspates sicherlich zuerst ab, und dieselben Lösungen, die bei höherer Temperature (im Intrusivgestein) mit festem Muskovit im Gleichgewicht waren, können bei tieferer Temperatur (im Kontakthof) mit Muskovit unter Feldspatbildung reagieren.

Die Feldspatbildung würde dann etwa unter Umkehrung der auf S. 119 genannten Reaktion stattfinden; bei der metasomatischen Ausfällung je eines Moleküls Alkali würden 6 Moleküle Kieselsäure zur Feldspatbildung benötigt werden, die offenbar vorzugsweise eben den zirkulierenden Lösungen entnommen werden. Dem entspreche in Gewichtsteilen eine Aus-

[1] Wenn wir von ganz tiefen Temperaturen absehen, bei denen Kalifeldspat gegen Wasser überhaupt instabil wird.

[2] Die Lösungen sollten relativ natronreich sein, da der Kaliglimmer relativ natronärmer ist, als die zuletzt krystallisierenden Alkalifeldspate saurer Magmen. Muskovitbildung in sauren Tiefengesteinen sollte somit die Restlaugen an Natron anreichern. Bemerkenswert ist es übrigens, im Gegensatz hierzu, daß die Quarzgänge des Stavanger-Gebietes (vergl. S. 32) starke Kalivormacht zeigen.

Die alkalihaltigen Lösungen (in flussigem oder fluidem Zustande) können teils während, teils nach der Verfestigung des Intrusivgesteins in die Schieferhülle entwichen sein.

fällung von 6 Teilen SiO_2 auf je ein Teil Na_2O. Der Größenordnung nach stimmt dies mit den Zahlen, die auf der Tabelle der Stoffbilanz S. 114 zusammengestellt sind.

Es ist eine wichtige Aufgabe für zukünftige Untersuchungen, den hier skizzierten Typus der Stoffzufuhr mit den Vorgängen bei der Diabaskontaktmetamorphose zu vergleichen. Insbesonders wäre es von Interesse, durch systematische Analysenreihen der Kontaktprodukte nähere Daten über alkalihaltige Restlaugen basischer Magmen zu erhalten.

Zum Schlusse sei übrigens bemerkt, daß eine metasomatische Verfeldspatung von Tongesteinen auch durch andere Lösungen erfolgen könnte, als nur solche, die von *erstarrenden Intrusivgesteinen* abgegeben werden. So könnten sich ähnliche Alkalisilikatlösungen auch bei der rein kataklastischen Serizitbildung auf Kosten granitischer Feldspate bilden.

Das Auftreten von Albitporphyroblasten-Schiefern allein darf demnach nicht als untrügliches Anzeichen einer Kontaktmetamorphose betrachtet werden.

Die Volumverhältnisse der metamorphen Gesteine.

Betrachten wir die Volumverhältnisse der metamorphen Gesteine, wie sie auf der Tabelle S. 117 dargestellt sind, so erkennen wir, daß die Dichte bei zunehmender Metamorphose erst durch die Granatbildung zunimmt, dann aber regelmäßig abnimmt, und zwar durch die Zufuhr der »leichten« Stoffe Kieselsäure und Natron. Vom Quarz-Muskovit-Chlorit Granat-Phyllit zum Albitporphyroblasten-Schiefer nimmt das spezifische Volum um etwa 3 % zu. Da gleichzeitig die Masse des Gesteins durch Stoffzufuhr etwa um 30 % zunimmt, so kommt man zu einer bedeutenden absoluten Volumzunahme. Ich halte es für möglich, daß die ptygmatitischen Faltungen injektionsmetamorpher Gesteine teilweise auf solche Volumänderungen zurückzuführen sind.

Wir müssen indessen sehr vorsichtig sein, wenn wir aus den beobachteten Dichten metamorpher Gesteine Schlüsse über Volumverhältnisse während der Metamorphose ziehen wollen.

Wir kennen nämlich nur in sehr wenigen Fällen die Kompressibilität gesteinsbildender Minerale, vor allem sind uns die Kompressibilitäten gut spaltbarer Silikate fast unbekannt. Es wäre denkbar, daß solche Minerale wie Glimmer, Chlorit, Chloritoid, Talk, vielleicht auch Amphibol, sehr große Kompressibilität besitzen, sodaß wir bei hohen Drucken mit ganz andern relativen Volumverhältnissen rechnen müßten als bei niedrigem Druck.

Es erscheint mir keineswegs ausgeschlossen, daß derartige Minerale wie die Glimmer senkrecht zur Spaltungsrichtung (also in der Richtung größter Punktabstände) besonders kompressibel seien. Falls dies der Fall wäre, so ließe sich die Häufigkeit gut spaltbarer Minerale in krystallinen Schiefern hierdurch erklären.

Auch würde man auf diese Weise eine sehr einfache Erklärung für die Parallelorientierung solcher Minerale in ungleichförmig gepreßten Gesteinen gewinnen. Es würden sich zum Beispiel Glimmerkrystalle vorzugsweise in solcher Orientierung bilden, daß die Richtung größter Kompressibilität mit der Richtung stärkster Pressung zusammenfällt. Auf bereits vorhandene Glimmerkrystalle würde ein Drehmoment ausgeübt werden, falls sie nicht zufällig genau parallel oder senkrecht zur stabilsten Orientierung liegen.

Das bereits vorhandene Zahlenmaterial über Kompressibilität von Krystallen (etwa in W. Voigts Krystallphysik) läßt einen solchen Effekt nicht erkennen, so fehlt er beispielsweise beim gut spaltbaren Topas. Indessen wäre es denkbar, daß der Effekt vorzugsweise bei bestimmten Strukturtypen der Krystalle auftrittt, so etwa beim Glimmertypus. Hierauf könnte eine Beobachtung von Debye und Scherrer deuten, die beim Glimmer-ähnlich struierten Graphit eine (allerdings unelastische) Kompressibilität von 15 % senkrecht zur Spaltungsebene zu finden glaubten.

Zur Beobachtung des Effekts könnte man entweder die direkte Messung der linearen Änderungen bei einseitiger Pressung oder die Winkeländerung bei gleichförmiger Pressung anwenden, oder aber Beobachtungen über Biegung und Drillung indirekt verwerten.

Jedenfalls wäre es für das Verständnis metamorpher Gesteine sehr erwünscht, daß ein Krystallphysiker systematische Experimentaluntersuchungen auf diesem Gebiete anstellte. Eine experimentelle Schwierigkeit läge in der Beschaffung ganz einwandfreien Materials, da zum Beispiel luftgefüllte Zwischenräume in der Spaltungsrichtung den gesuchter Effekt vortäuschen könnten.

Vergleich mit injektionsmetamorphen Gesteinen aus andern Gebieten.

Im Folgenden sollen einige Beispiele injektionsmetamorpher Gesteine aus andern Gebieten kurz zum Vergleich herangezogen werden. Die Zusammenstellung macht gar keinen Anspruch auf Vollständigkeit, ihr Zweck ist allein, die Häufigkeit ähnlicher Gesteinskomplexe, wie den hier beschriebenen, darzutun und auf einige Analogien in Mineralbestand, Struktur

und Zusammensetzung hinzuweisen. Naturgemäß interessierte es mich besonders, aus der Literatur Anzeichen für analoge metasomatische Feldspatbildung wie in den Stavanger-Schiefern ausfindig zu machen.

Zunächst seien einige Beispiele aus andern Teilen des kaledonischen Gebirges auf der skandinavischen Halbinsel erwähnt

Südwestliches Norwegen.

Nördlich und nordöstlich des Gebietes unserer Karte scheinen ganz analoge geologische Verhältnisse zu herrschen wie im Stavanger-Gebiete selbst. Ich habe Injektionskontaktzonen des Stavanger-Typus zum Beispiel auf den nördlichen Teilen von Ombö beobachtet. An Einsammlungen von Rekstad habe ich entsprechende Gneise aus dem Kirchspiel Jelsa gesehen. Die Beobachtungen von H. Kaldhol[1] aus dem nordöstlichen Teil von Ryfylke und aus dem Hochgebirge des Suldal-Gebietes deuten auch auf das Vorkommen von Injektionskontaktzonen in manchen Schiefern dieser Gegenden. Ich selbst habe um Intrusivgesteine des Suldal-Gebietes (zwischen Kvelven Säter und Nystölen oberhalb Kvildal) Bildung biotitreicher Hornfelse beobachtet.

Ganz typische Injektionskontaktmetamorphose scheint im Gebiete von Nerstrand, nördlich des Boknfjords vorzukommen, mit all den Gesteinstypen (von Phylliten über Granatglimmerschiefer bis zu Injektionsgneisen), die wir aus dem Stavanger-Gebiete kennen. Nach Rekstads Einsammlungen dürften Injektionskontaktzonen auch nördlich davon, im Gebiete von Sandeid-Ölen auftreten. Sehr wahrscheinlich ist es, daß auch auf der großen Halbinsel zwischen Nerstrand, Ölen und dem Karmsund Gesteine ähnlicher Art auftreten, wenngleich wir über den Bau dieser Gegend noch wenig wissen.

Weiter nördlich begegnen wir typischen Injektionsgesteinen an der Südseite des Hardangerfjords. Nach Reuschs[2] Beschreibung gehört ganz offenbar hierher ein Teil der Gesteine auf den Fjeldberg-Inseln und wohl auch auf dem Festlande bei Husnes. Meine Untersuchung von Reuschs Originalmaterial bestätigte diese Vermutung.

Weiter nördlich gelangen wir in das Gebiet der Bergen-Bögen. In Koldrups Beschreibungen von Gesteinen dieses Gebietes finden wir einige Beobachtungen, die unbedingt auf die Existenz ähnlicher Injektionskontaktzonen

[1] H. Kaldhol, Suldalsfjeldene, Norges geol. Unders. Aarb. 1903, und Fra det nordöstlige av Ryfylke, ebenda Aarb. 1908.

Kaldhol zieht aus seinen Beobachtungen den ganz richtigen Schluß, daß die Granite jünger als der Phyllit sind.

[2] Bömmelöen og Karmöen, 1888, S. 26—41.

wie im Stavanger-Gebiete hinweisen. KOLDERUP[1] erwähnt das Auftreten von auffällig Albit-reichen Phylliten und Granatphylliten, und äußert die Vermutung, daß Albit den Phylliten zugeführt sei. Es handelt sich offenbar um ein Stadium der Injektionskontaktmetamorphose, wie es im Stavanger-Gebiete der Bildung der eigentlichen Albitporphyroblasten-Schiefer vorangeht. Ob im Bergen-Gebiete auch höhere Stadien der Injektionskontaktmetamorphose vorkommen, läßt sich aus KOLDERUPS Beschreibung nicht sicher ersehen.

Östlich von den eben erwähnten Gegenden, in den eigentlichen Hochgebirgsregionen, zeigen sich ebenfalls hier und da Erscheinungen, welche der Injektionskontaktmetamorphose zugezählt werden können. So habe ich in den metamorphen Phylliten unterhalb des Hardangerjökuls und in Einschlüssen von Schiefern in den Graniten und Gneisen des Hardangerjökuls albitreiche Gesteine gefunden, welche vielleicht durch Injektionskontaktmetamorphose gebildet sind. Auch im Gebiete um die innern Arme des Sognefjords trifft man hier und da Ähnliches. Es sei übrigens bemerkt, daß eine metasomatische Albitisierung von Tonschieferderivaten wohl auch unter Einwirkung anderer Lösungen erfolgen kann als nur solcher, welche von einem erstarrenden Intrusivgestein abgegeben werden. (vergl. S. 121).

Trondhjem-Gebiet.

Auch im Trondhjem-Gebiete trifft man hier und da Gesteinskomplexe, welche ihr Gepräge offenbar unter Mitwirkung von Injektionskontaktmetamorphose erhalten haben. So findet man an der Südseite des Trondhjemits von Eidet im Tal der Gula eine schmale Injektionskontaktzone um Trondhjemit. Ebenso kann man Erscheinungen der Injektionskontaktmetamorphose an manchen Röros-Schiefern am Westrande des Trondhjem-Gebietes studieren, besonders schön in den Röros-Schiefern[2] zwischen der Mündung der Orkla und Bynässet am Trondhjemsfjord.

Nördliches Norwegen.

Nach dem Beobachtungsmaterial, welches besonders in den zwei letzten Jahrzehnten durch Norges geologiske Undersökelse aus dem nördlichen Norwegen, vor allem aus dem Amte Nordland, zuwege gebracht ist, sind dort um saure Intrusivgesteine typische Injektionskontaktzonen entwickelt. Die Beob-

[1] Fjeldbygningen i ströket mellem Sörfjorden og Samnangerfjorden i Bergensfeltet, Bergens Museums Aarb. 1914 15, S. 50, siehe auch die Abbildungen solcher Gesteine ebenda, Fig. 48—50.

[2] Daß diese Gesteine zu den Röros-Schiefern gehören und nicht praekambrischen Alters sind, wie bis dahin angenommen, wurde zuerst von mir gezeigt, man vergleiche die Karte in: Geol.-petrogr. Studien III, 1915, sowie Geol.-petrogr. Studien IV, 1916.

achtungen aus dem nördlichen Norwegen sind von besonderem Interesse, weil die Intrusivgesteine hier, ebenso wie im Stavanger-Gebiete, in Form von flachen Intrusivmassen auftreten, deren Lagerungsform an ausgezeichneten Aufschlüssen einwandfrei festgestellt werden kann. Dies ist von besonderer Bedeutung, da von manchen Seiten bisher behauptet worden ist, daß Injektionskontaktmetamorphose vorzugsweise an »batholitischen« Granitmassen auftreten soll, dagegen nicht an Lakkolithen und anderen dünnen Intrusivmassen bescheidener Dicke. Deshalb ist es von Interesse, daß Injektionskontaktmetamorphose nicht nur im Stavanger-Gebiete, sondern auch im nördlichen Norwegen in der Umgebung relativ dünner Intrusivkörper beobachtet wird.

Über den Chemismus der Injektionsmetamorphose im nördlichen Norwegen in Bezug auf Metasomatose ist uns nichts bekannt, doch ist wohl zu erwarten, daß Norges geologiske Undersökelse auch diesem Thema ihre Aufmerksamkeit zuwenden wird. Auch über die mikroskopische Beschaffenheit dieser Gesteine ist bisher nur relativ wenig veröffentlicht worden.

Es ist ganz lehrreich, die Literatur über die nordnorwegischen Injektionsgneise zu studieren.[1]

Die ersten näheren Angaben über diese nordnorwegischen Gneise finden wir in den Schriften von J. H. L. Vogt.[2] Dieser hielt die Injektionsgneise für eine besondere Sedimentserie, welche die Phyllite überlagern sollte, und welche er »jüngere Gneisetage« nannte. Diese Auffassung blieb recht lange unwidersprochen; erst als Norges geologiske Undersökelse (seit etwa 1904) genauere Kartierungsarbeiten im nördlichen Norwegen vornehmen ließ, zeigen sich Fortschritte in der Erkenntnis der Gneise.

Sehr bald gelangte man zu der Auffassung, daß die jüngere Gneisetage nur ein besonderes Umwandlungsstadium der Tonschieferderivate ist, das besonders in der Nachbarschaft von Granitintrusionen vorkommt. Bereits 1910 zeigte Rekstad[3], daß zum mindesten ein großer Teil dieser Gneise durch Kontaktmetamorphose aus Glimmerschiefer entstanden ist. In derselben Arbeit werden auch intrusive Quarzite beschrieben.

---

[1] Siehe übrigens auch die Referate über Vorträge und Diskussionen in Norsk Geologisk Forening, Norsk Geologisk Tidsskrift. Die Literaturangaben im Folgenden machen keinen Anspruch auf Vollständigkeit, nur einige der wichtigeren Arbeiten sind aufgezählt

[2] Siehe z. B. J. H. L. Vogt, Dunderlandsdalens geologi, Norges geol. Unders. Skr. *15*, 1894, S. 5 und Norsk Marmor, ebenda, *22*, 1897, S. 161.

[3] J. Rekstad, Geologiske iagttagelser fra Saltenfjord, Norges geol. Unders. Skr. *57*, 1911, No. III, S. 39 u. 46. Siehe auch mehrere frühere Abhandlungen von J. Rekstad und J. Oxaal in derselben Publikationsreihe, worin ebenfalls einige Vorkommen dieser Injektionsgneise beschrieben werden.

Vor allem aber kommt die neue Auffassung dieser Gesteine in einer Arbeit von J. Oxaal[1] zum Ausdruck, worin sie als Gneisglimmerschiefer bezeichnet werden und ihre Entstehung allgemein auf Injektionsmetamorphose zurückgeführt wird.

Sehr wichtige Beiträge zur Kenntnis dieser Injektionsgneise sind auch in der nächsten Arbeit von J. Rekstad[2] veröffentlicht. Er betont hier den allmählichen Übergang zwischen Gneis und Glimmerschiefer. G. Holmsen[3] hebt ebenfalls hervor, daß kein stratigraphischer Unterschied zwischen der Schieferabteilung und der Gneisabteilung besteht. Damit verschwindet endgültig die »jüngere Gneisetage«, und die Auffassung der nordnorwegischen Gneise als Injektionsgesteine, gebildet durch Einwirkung von Granit und andern sauren Gesteinen auf Glimmerschiefer und andere krystalline Schiefer, beherrscht die Literatur[4]; der Injektionsgneis ist als besondere metamorphe Facies der Glimmerschieferabteilung erkannt.

Die wichtigste Arbeit über die Injektionsgneise des nördlichen Norwegens ist unzweifelhaft J. Oxaals Beschreibung zum Kartenblatt Dunderlandsdalen[5] (worin übrigens statt des Namens Gneisglimmerschiefer die entschieden mehr treffende Bezeichnung »Glimmerschiefergneis« vorgeschlagen wird). In dieser Publikation wird die Durchaderung der Glimmerschiefer mit Granitmaterial geschildert, das Eindringen von Granitmasse längs den Schichtflächen wird betont, und es werden auch Injektionsgesteine aus Glimmerschiefer mit injizierten Quarzstreifen beschrieben. Dazu gibt eine Karte im Maßstabe 1 : 100000 ein höchst eindrucksvolles Bild vom geologischen Auftreten der Gesteine.

In diesen Arbeiten, auch in den neuesten, werden die Erscheinungen der Injektionskontaktmetamorphose ausschließlich als mechanische Mischungen zwischen Schiefer einerseits, Intrusivmaterial anderseits aufgefaßt, ohne Erwähnung metasomatischer Prozesse.

Nördliches Schweden.

Sowohl in Bezug auf geologische Position, wie auch im petrographischen Charakter zeigt sich eine sehr nahe Analogie zwischen den Gesteinen des Stavanger-Gebietes und den Gesteinen, welche

[1] J. Oxaal, Fra Indre Helgeland, Norges geol. Unders. Skr. *59*, 1912, No. I, S. 40 u. f. sowie S. 51 u. f. Hierzu auch eine geologische Karte, die sehr schön das geologische Auftreten dieser Gneise zeigt.

[2] J. Rekstad, Bidrag til Nordre Helgelands geologi, Norges geol. Unders. Skr. *62*, 1912, S. 10 u. f. Man beachte auch besonders die Karte.

[3] G. Holmsen, Oversigt over Hatfjelddalens geologi, Norges geol. Unders. Skr. *61*, 1913, No. I, S. 12.

[4] Man vergleiche J. Rekstad, Fjeldstrøket mellem Saltdalen og Dunderlandsdalen, Norges geol. Unders. Skr. *67*, 1913, S. 27, derselbe, Helgelands ytre kystrand, ebenda *75*, 1915, S. 29, derselbe, Vega, ebenda *80*, 1917, S. 34, sowie auch Th. Vogt, Geologisk beskrivelse til karter over Nordland, ebenda, *70*, 1914, S. 44.

[5] J. Oxaal, Dunderlandsdalen, Norges geol. Unders. Skr. 86, 1919, besonders S. 31 u. 34.

P. QUENSEL[1] und A. GAVELIN[1] vor kurzem aus dem Kebnekaise-Gebiete und dem Kvikkjokk-Gebiete im nördlichen Schweden beschrieben haben.

Die Analogie mit dem Stavanger-Gebiete äußert sich vor allem in der Art der Kontaktbeeinflussung, welche die Tonschieferderivate an der Grenze gegen die verschobenen Intrusivgesteine der »Amphibolitscholle« respektive der »Anorthositscholle« erkennen lassen. Besonders instruktiv ist die Zusammenstellung von vier Analysen der Tonschieferderivate in GAVELINS Arbeit, aber auch in QUENSELS Beschreibung erkennt man sofort eine Reihe von Stadien der Metamorphose, welche offenbar identisch sind mit solchen, die ich hier aus dem Stavanger-Gebiete beschrieben habe. Die ausgezeichneten Photographien der Makro- und Mikro-Strukturen von Kebnekaise- und Kvikkjokk-Schiefern in beiden Abhandlungen könnten ebensowohl Stavanger-Gesteine vorstellen. Die Schiefer entsprechen nach dem in beiden Abhandlungen besprochenen Material folgenden Stadien des Stavanger-Gebietes:

Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit (Anal. I).

Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Schiefer (Anal. II).

Albitporphyroblasten-Schiefer mit Granat und Amphibol (Anal. III).

Glimmerreicher Augengneis (Anal. IV).

Es ist von Interesse nach GAVELINS Abhandlung die Analysen dieser Gesteinsreihe wiederzugeben, da es sich anscheinend um ebenso typische Beispiele metasomatischer Injektionsmetamorphose handeln dürfte, wie im Stavanger-Gebiete.

Tonschieferderivate aus dem Kebnekaise- und Kvikkjokk-Gebiete.

	I	II	III	IV
SiO_2	58.23	61.29	66.36	66.97
TiO_2	1.00	0.83	0.81	0.68
Al_2O_3 . . .	19.89	20.34	15.81	16.99
Fe_2O_3 . . .	1.72	1.50	0.77	1.38
FeO	5.55	4.34	4.12	3.79
MnO	0.05			0.07
MgO	2.44	1.52	1.87	1.31
CaO	0.43	0.77	2.15	1.32
Na_2O	0.38	1 98	2.49	2.47
K_2O	5.75	5.03	3.63	4.87
P_2O_5	0.33	0.17	0.33	0.20
$H_2O + 105^0$.	4.06	2.30	1.67	0.49
	99 99[1]	100.07	100.01	100.54

[1] P. QUENSEL, De kristalline Sevebergarternas geologiska och petrografiska ställning inom Kebnekaiseområdet, Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 41, 1919, S. 19 und A. GAVELIN, Till Fråga om de kristallina seveskifrernas ursprung och metamorfos, ebenda Bd. 41, (1919), S. 313. Als diese beiden Arbeiten erschienen, waren meine Untersuchungen über das Stavanger-Gebiet bereits abgeschlossen, die geologische Karte schon fertiggedruckt. Einige von GAVELINS Resultaten sind (ohne Analysen) bereits 1915 veröffentlicht, Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 37, 1915, S. 23.

Incl. BaO 0.11 %, S 0.05 %.

Es ist sehr bemerkenswert, wie nahe diese Reihe metamorpher Gesteine in chemischer Beziehung mit den entsprechenden Stavanger-Gesteinen übereinstimmt. Ich brauche nur die Zunahme der Gehalte an Alkalien und Kalk zu nennen, die Abnahme an Wasser. Auch der Kieselsäuregehalt scheint mit zunehmender Metamorphose gesetzmäßig zuzunehmen. Diese Züge sind bereits von GAVELIN klar erkannt worden, er macht auch schon auf die Abnahme des Tonerdeüberschusses aufmerksam. Ich finde, daß die Analysenreihe sehr geeignet ist, meine Anschauungen über die Bedeutung der metasomatischen Injektionsmetamorphose zu bestätigen.

In geologischer Beziehung ist es von Interesse, daß die Breite der Kontaktzonen in diesen Gebieten anscheinend viel geringer ist als für die analogen Zonen des Stavanger-Gebietes. Dies hat seinen Grund wohl darin, daß die entsprechenden nordschwedischen Intrusivgesteine erst in ziemlich kaltem Zustande ihre jetzige geologische Position erreichten.

Bei einem Vergleiche ist übrigens zu beachten, daß anscheinend in *einer* Beziehung ein wesentlicher Unterschied zwischen den Verhältnissen in den Kebnekaise-Kvikkjokk-Gebieten und im Stavanger-Gebiete zu herrschen scheint. Die metasomatischen Kontakterscheinungen in den erstgenannten Gebieten sollen nämlich an den Kontakt zwischen den Phylliten und ausschließlich basischen Intrusiven geknüpft sein, während im Stavanger-Gebiete wesentlich eine Metamorphose durch saure Intrusivgesteine vorliegt.

Nebenbei sei bemerkt, daß es gewiß von Interesse sein könnte, eine vergleichende Untersuchung über die »Amphibolitscholle« des Kebnekaise-Gebietes und die »grünen Schiefer« des südwestlichen Norwegens durchzuführen. Ich halte es nicht für ausgeschlossen, daß diese beiden Gesteinskomplexe manches Gemeinsame aufweisen, sowohl was intrusive Einlagerungen in den grünen Schiefern des südwestlichen Norwegens betrifft, als auch bezüglich der Möglichkeit effusiver grüner Gesteine im nördlichen Schweden.

Finnland.

Klassische Beispiele der Injektionsmetamorphose sind uns aus dem Urgebirge Finnlands durch SEDERHOLMS Untersuchungen[1] wohlbekannt. Allerdings handelt es sich in den meisten der von SEDERHOLM beschriebenen Fälle anscheinend um rein mechanische Durchtränkungen älterer Gesteine mit sauren Schmelzflüssen, besonders um Durchtränkungen älterer

[1] J. J. SEDERHOLM, Bull. de la Comm. Géol. de Finlande No. 23 (1907), No. 48 (1916), Geol. Öfversigtskarta öfver Finland, Sektionen B. 2, Tammerfors, 1911, Über die Entstehung der migmatitischen Gesteine, Geol. Rundschau, Bd. IV (1913) S. 174, sowie mehrere andere wichtige Arbeiten.

Granite und Gneise mit jüngerem Granitmagma. Doch werden auch von mehreren Fundorten Injektionsgesteine zwischen Granit und Tonschieferderivaten beschrieben.

Aus den mir vorliegenden Abhandlungen geht aber nicht mit Sicherheit hervor, ob auch die metasomatische Verfeldspatung der Tonschieferderivate dort vorkommt.

Deutschland.

Aus mehreren deutschen Kontaktgebieten liegen Beschreibungen injektionsmetamorpher Gesteine vor, die manche Analogie mit den Gesteinen des Stavanger-Gebietes erkennen lassen.

Besonders bemerkenswert ist die Ähnlichkeit unserer metamorphen Gesteine mit denen des sächsischen Granulitgebirges, wie aus J. Lehmanns klassischer Arbeit[1] deutlich hervorgeht.

Auch dort finden wir die Gesteinsreihe von phyllitischen Tonschiefern über biotitführende Phyllite, Glimmerschiefer, gefeldspatete Glimmerschiefer, Gneisglimmerschiefer zu Injektionsgneisen.

Liest man Lehmanns, vor mehr als drei Jahrzehnten veröffentliche Gesteinsbeschreibungen, so wird man von einem Gefühl der Wehmut ergriffen, daß diese Arbeit so wenig Einfluß auf die Anschauungen zeitgenössischer Petrographen gewonnen hat. Seine Untersuchungen sind an Klarheit der Darstellung, Genauigkeit der Beschreibung und, soweit es damals eben möglich war, exakter Deutung des Beobachtungsmaterials den klassischen Arbeiten über Injektionsmetamorphose, welche die französische Petrographenschule veröffentlicht hat, ebenbürtig an die Seite zu stellen.

Hier wäre auch die wichtige Arbeit Gäberts[2], über die Kontaktwirkungen der erzgebirgischen Gneise zu nennen.

Nach Gäberts Beobachtungen erinnert die Kontaktmetamorphose um die Gneise des Erzgebirges in vieler Beziehung an das Stavanger-Gebiet.

Österreich.

Aus dem österreichischen Alpengebiete beschrieb F. Becke zuerst die Albitporphyroblasten-Schiefer[3], und erwähnt ausdrücklich, daß der relativ hohe Gehalt dieser Gesteine an löslichen Basen (die Kennzahl L, vergl. S. 112) auf Zufuhr vom »Zentralgneis« zurückzuführen sei.

[1] J. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Granulitgebirge, mit einem Atlas, Bonn 1884.

[2] C. Gäbert, Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen, Zeitschr. d. D. geol. Ges., 1907, S. 308.

[3] Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch., Wien, Math.-Naturw. 1. Bd. 75. 1. Halbbd. (1913), siehe besonders S. 209.

In einem zusammenfassenden Vortrag über Metamorphose[1] macht BECKE in Verbindung hiermit darauf aufmerksam, daß er eine analoge Abnahme des Tonerdeüberschusses schon früher in Schiefereinschlüssen im Granite des Altvatergebirges beobachtet hat.

Beide Fälle scheinen mir nahe verwandt mit der Verfeldspatung der Stavanger-Gesteine zu sein.

Schweiz.

In den letzten Jahren sind aus der Schweiz einige kürzere Beschreibungen injektionsmetamorpher Gesteine veröffentlicht worden[2], und es hat den Anschein, als seien Injektionskontaktzonen alpinen Alters in größerer Ausdehnung vorhanden, als früher angenommen wurde.

Soviel ich aus den mir zugänglichen Publikationen ersehen kann, scheint es sich möglicherweise um ähnliche Gesteine handeln zu können, wie im Stavanger-Gebiete. Nach den vorliegenden Angaben dürften die schweizer Injektionsgesteine, die zum Teil auf Kosten wohlbekannter jüngerer Sedimentserien gebildet worden sind, sehr geeignet sein, um daran die chemischen Gesetze der Injektionsmetamorphose zu studieren.

Frankreich.

Von ganz besonderem Interesse ist ein Vergleich mit jenen Kontaktzonen, welche die Schule der französischen Petrographen schon seit fast 40 Jahren als Beispiele der Injektionskontaktmetamorphose beschrieben hat. Ich brauche hier nur an die klassischen Untersuchungen[3] von CH. BARROIS, A. LACROIX, A. MICHEL-LÉVY zu erinnern.

In diesen Arbeiten werden Kontakterscheinungen derselben Art beschrieben, wie wir sie auch im Stavanger-Gebiete kennen lernten. Wir

[1] Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 42 (1920) S. 183.

[2] G. KLEMM, Bericht uber Untersuchungen an den sogenannten Gneisen und den metamorphen Tiefengesteinen der Tessiner Alpen, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Berlin 1904, II, S. 56.

E. GUTZWILLER, Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin, Inaug. Dissert. Zürich 1912.

R. STAUB, Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubunden. Vierteljahrschr. d. naturforsch. Ges. Zürich LXV (1920).

Eine Dissertation von J. JAKOB über Injektionsgesteine aus den Oberwallis ist mir hier nicht zugänglich.

[3] Um nur einige dieser wichtigen Untersuchungen zu zitieren, seien hier die folgenden Arbeiten genannt:

CH. BARROIS, Sur le massif granitique du Huelgoat. Bull. soc géol. France, XIV, 1886, S. 865. A. MICHEL-LÉVY, Sur l'origine des terrains cristallins primitives, ebenda, XVI, 1887, S. 102. Etude sur les roches cristallins et éruptives des environs du Mont-Blanc. Bull. serv. carte géol. France, I, 1890, No. 9, Contributions à l'étude du Granite de Flamanville et des granites français en général, ebenda, V. 1894, No. 36. A. LACROIX, Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact I et II, Bull. serv. carte géol. France, X, 1898, No. 64, XI, 1900, No. 71.

finden ausgezeichnete Beschreibungen der allmählichen Umwandlung phyllitischer Gesteine erst in hochkrystalline Glimmerschiefer, dann in sogenannte »Leptynolithe«, die mit Feldspat »imbibierten« Glimmerschiefer, entsprechend unserer Stufe der Albitporphyroblasten-Schiefer und der gefeldspateten Glimmerschiefer. Dann, noch näher der Granitgrenze, oft aber nur wenige Meter breit, findet sich eine Zone van Gneisgesteinen, gebildet durch Injektion »lit par lit« der Granitsubstanz zwischen die Lagen der Leptynolithe.

Die Analogie, um nicht zu sagen Identität mit der Gesteinsfolge in den Kontaktzonen des Stavanger-Gebietes ist ganz unverkennbar.

In den meisten Arbeiten dieser Schule werden die Vorgänge der Imbibierung mit Feldspat und der Injektion stillschweigend als rein mechanische Mischungsprozesse zwischen Granit und Schiefer aufgefaßt. Doch ist dieser Richtung auch der Gedanke an metasomatische Prozesse offenbar nicht fremd, wie aus folgendem Zitat[1] hervorgehen dürfte:

»Les phénomènes de contact des roches éruptives sont le resultat de la transformation d'une roche préexistante, apportant sa caractéristique personelle, sous l'influence d'agents mineralisateurs, le plus généralement accompagnés d'éléments volatils ou solubles qui, *en se fixant* sur la roche modifiée, en transforment plus ou moins complètement la composition chimique «

Auch O. H. Erdmannsdörffer bestätigt in mehreren kurzen Publikationen[2] das Auftreten feldspathaltiger Mischgesteine an den Granitkontakten der Pyrenäen.

Einige weitere Beispiele für Injektionsmetamorphose aus andern Gebieten könnten noch hinzugezogen werden.

Indessen möchte ich diese Übersicht, die ohnedies gar keinen Anspruch auf Vollständigkeit macht, nicht unmäßig ausdehnen. Es sei deshalb auf die Literaturzusammenstellung in P. Niggli[3] kürzlich erschienenem Buche über die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma hingewiesen.

Der Vergleich zeigte uns, daß die metamorphen Gesteine des Stavanger-Gebietes keine Sonderstellung einnehmen, sondern einem weit verbreiteten Typus der Metamorphose angehören.

[1] A. Lacroix, Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact II, S. 48.

[2] Siehe z. B. O. H. Erdmannsdörffer, Petrographische Untersuchungen an einigen Granit-Schiefer-Kontakten der Pyrenäen, N. Jahrb. f. Min., Beilage Bd. XXXVII, 1914, S. 739.

[3] P. Niggli, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma, Preisschriften der fürstlich Jablonowskischen Gesellschaft zu Leipzig, 1920, siehe besonders S. 191—206.

Bekanntlich kann man bei der Klassifizierung der metamorphen Gesteine mit Vorteil den Faciesbegriff anwenden wie ihn P. Eskola[1] aufgestellt hat. So kann man zum Beispiel die Hornfelse der inneren Kontaktzone im Kristiania-Gebiete als Repräsentanten einer typischen Facies auffassen, ebenso zum Beispiel die Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllite, oder die Granatglimmerschiefer.

Im weiteren Ausbau der Facies-Einteilung würde ich es für zweckmäßig halten, den Begriff der Facies-Gruppe einzuführen, um damit den Zusammenhang mehrerer geologisch zusammengehörigen Facies zu kennzeichnen.

So könnte man zum Beispiel die Faciesgruppe der Kristiania-Kontaktgesteine aufstellen entsprechend sowohl der Facies der äußeren Kontaktzonen, wie derjenigen der inneren Kontaktzone.

Entsprechend könnte man alle Zonen der Injektionskontaktmetamorphose im Stavanger-Gebiete zu einer höheren Einheit zusammenfassen, entsprechend sowohl den äußeren, wie den inneren Teilen dieser Kontaktzonen.

In regionalmetamorphen Gebieten, wo die Facies gewöhnlich räumlich sehr ausgedehnt ist, wird man mit dem Begriffe der einzelnen Facies gut auskommen, in Kontaktzonen dürfte hingegen auch der Begriff der Faciesgruppe oftmals von Nutzen sein.

Es scheint nun, daß nicht nur die einzelnen Facies, welche wir im Stavanger-Gebiete beobachten, auch anderwärts vorkommen, sondern daß auch die ganze Faciesgruppe in Gebieten ähnlicher geologischer Entwickelung in analoger Weise auftritt. So möchte ich nochmals besonders auf die nahe Analogie mit metamorphen Gesteinen aus dem kaledonischen Gebirge des nördlichen Schwedens oder aus den palaeozoischen Granitkontakten Frankreichs hinweisen.

Einige Bemerkungen über die metasomatischen Prozesse in Silikatgesteinen.

Die Resultate meiner Untersuchungen, besonders in Bezug auf metasomatische Prozesse bei der Injektionskontaktmetamorphose lassen es erwünscht erscheinen, auch andere Prozesse der Silikatmetasomatose zum Vergleiche heranzuziehen.

[1] Siehe besonders die ausführlichen Darlegungen in P. Eskola, The Mineral Facies of Rocks, Norsk Geologisk Tidsskrift, Bd. VI, 1921, S. 143–194, sowie mehrere frühere Publikationen desselben Verfassers.

Die allermeisten metasomatischen Prozesse, welche bisjetzt in der petrographischen Literatur beschrieben sind und als Metasomatose erkannt wurden, beziehen sich auf die Umsetzungen ursprünglich karbonatischer Gesteine, entweder unter dem Einfluß wässeriger Lösungen (Beispiel Dolomitisierung von Kalkstein) oder unter dem Einfluß von Schmelzflüssen (manche Fälle der Silikatbildung an der Grenze zwischen Kalksteinen und Eruptivgesteinen) oder under dem Einfluß von Gasen (metasomatische Pneumatolyse, beispielsweise Bildung von Flußspat und Eisenglanz aus Kalkstein).

Ich möchte aber glauben, daß metasomatische Prozesse, durch Stofftransport unter Mitwirkung bestimmter Anreicherungsreaktionen, bedingt durch den chemischen Charakter sowohl des ausgefällten, wie des ausfällenden Stoffes, auch in Silikatgesteinen von der größten Bedeutung sind.[1]

Ich werde im Folgenden nur einige Beispiele für metasomatische Prozesse in Silikatgesteinen anführen:

Ein typischer Fall ist die Feldspatbildung in vielen injektionsmetamorphen Gesteinen, beispielsweise in den Albitporphyroblasten-Schiefern, in welchen Natron (und Kieselsäure) aus zirkulierenden Lösungen ausgefällt wird, unter Neubildung von Albit auf Kosten von Silikaten mit Tonerdeüberschuß, welch letztere als Ausfällungsmittel dienen.

Recht nahe analog hiermit dürften diejenigen Prozesse sein, welche in basischen Amphiboliten in gewissen Kontaktzonen zur Neubildung von Biotit auf Kosten von Amphibol führen. Hier ist es Kali, das aus den vorbeipassierenden Lösungen (oder Dämpfen?) ausgefällt wird, ein Tonerde- und Eisen-Magnesia-reicher Amphibol ist Ausfällungsmittel. Prozesse der letzterwähnten Art dürften in geologischer Beziehung ihr Verbreitungsgebiet teilweise mit den Albitporphyroblasten-Schiefern gemeinsam haben, also besonders um saure Intrusivgesteine in Faltengebirgen auftreten.

Dem Verbreitungsgebiet nach vielleicht teilweise analog, aber in chemischer Beziehung ganz abweichend, sind die Erscheinungen, welche P. Eskola[2] als Anreicherung von Magnesia unter Bildung von Magnesiaskarnen, hauptsächlich auf Kosten Kieselsäure-reicher Gesteine, beschrieben hat. Hier sind offenbar mit Quarz oder sauren Silikaten als Ausfällungsmittel Magnesiumsilikate auf Kosten Magnesium-haltiger Lösungen ausgefällt.

[1] Der erste, welcher auf die geologische Bedeutung von Metasomatose in Silikatgesteinen hingewiesen hat, ist P. Eskola, Om metasomatiska Omvandlingar i Silikatbergarter, Norsk Geologisk Tidsskrift VI, 1921, S. 89 (Vortrag in Norsk geologisk Forening 1919). Auch in P. Niggli Lehrbuch der Mineralogie, 1920, wird auf mehrere wichtige Fälle von Silikatmetasomatose hingewiesen, wie z. B. Greisenbildung.

[2] P. Eskola, On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland, S. 262. Bull. de la comm. géol. de Finnlande, No. 40, 1914, siehe auch die oben zitierte Abhandlung.

Hier wäre auch der Prozeß der metasomatischen Skapolithisierung der Kiruna-Gesteine zu nennen, wie er durch N. Sundius[1] beschrieben wurde (auch die Bildung vom Skapolithgesteinen um die gabbropneumatolytischen Apatitgänge ist ein silikatmetasomatischer Vorgang).

Die Verdrängung von Kalifeldspat durch saure Plagioklase (Schachbrettalbit oder Myrmekit) gehört ebenfalls zur Silikatmetasomatose.

Ein ganz anderes Verbreitungsgebiet in geologischer Beziehung besitzen die Vorgänge, welche R. Brauns[2] unter dem Namen Pyrometamorphose beschreibt; aber in mineralogischer Beziehung zeigen die Prozesse der Pyrometamorphose manche Analogien mit der Injektionskontaktmetamorphose vom Typus des Stavanger-Gebietes. Insbesonders die reichliche Bildung von Alkalifeldspaten, welche Brauns beschreibt, und die zur Umwandlung tonerdereicher Glimmerschiefer in Sanidinite führt, wobei der Tonerdeüberschuß durch Alkalizufuhr ausgeglichen wird, erinnert lebhaft an die Stoffzufuhr bei der Bildung unserer Injektionsgesteine.

Meiner Meinung nach kann es keinem Zweifel unterliegen, daß auch die Bildung der pyrometamorphen Sanidinite ein metasomatischer Vorgang sein muß, daß er ein ganz typisches Beispiel der Silikatmetasomatose darstellt. Ich möchte es für möglich halten, daß im Falle der Laacher Sanidinite die Stoffzufuhr in Form von dampfförmigen *oxydischen* Alkaliverbindungen stattgefunden hat, welche von den tonerdereichen Schiefern metasomatisch gefangen wurden, unter gleichzeitiger Aufzehrung des Tonerdeüberschusses. Auch in Berührung mit sehr alkalireichen Magmen (speziell solchen mit Alkaliüberschuß über Tonerde) dürften Gesteine mit Tonerdeüberschuß als Alkalifänger wirken.

Hier wären auch einige Falle von Alkalizufuhr, speziell Natronzufuhr, bei Kontaktmetamorphose zu nennen, besonders bei der Umwandlung kleiner Hornfelsschollen, die in alkalireichen Tiefengesteinen eingeschlossen sind. Ich habe selbst mehrere solche Fälle beschrieben.[3] Es wird hierbei teils Plagioklas gebildet (auf Kosten eines ursprünglichen Tonerdeüberschusses) teils, nach Aufzehrung der Tonerde, ein alkalihaltiger Pyroxen oder Amphibol.

[1] N. Sundius, Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets, Uppsala 1915, S. 206.

[2] R. Brauns, Über Laacher Trachyt und Sanidinit, Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur-, und Heilkunde, Bonn, Naturw. Abt. 1911, Die kristallinen Schiefer des Laacher Seegebietes und ihre Umbildung zu Sanidinit, Stuttgart 1911, Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer, Cordieritgesteine und Sanidinite aus dem Laacher Seegebiet, N. Jahrb. f. Min., Beilage Bd. XXXIV, 1912, S. 85.

[3] Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-Gebiete, Vid. Selsk. Skr. M.-N. Kl. 1911; No. 1. Über einen Fall von Natronzufuhr bei Kontaktmetamorphose, N. Jahrb. f. Min., Beilage Bd. XXXIX (1914), S. 193.

Ein Fall von Silikatmetasomatose, der den vorigen Beispielen in Bezug auf geologisches Verbreitungsgebiet sehr nahe steht, ist eine Umwandlung saurer Granite und dergleichen, welche man öfters an der Grenze kieselsäurearmer, alkalireicher Tiefengesteine antrifft, wobei auf Kosten des granitischen Quarzes Alkalifeldspat gebildet wird, auf Kosten des granitischen Biotits sehr oft Ägirin oder Alkaliamphibole. Ein klassischer Fall für derartige Bildung »syenitischer« Gesteine auf Kosten des Granits in solchen Grenzzonen bietet das Gebiet von Fen, das soeben von W. C. Brögger und dem Verfasser kartiert worden[1] ist, sowie auch, um andere Vorkommen zu nennen, das Alnö-Gebiet. Hier war Quarz das Fällungsmittel für Lösungen, welche Nephelin oder Alkalialuminat enthalten haben, wobei Alkalifeldspate entstanden sind; in ähnlicher Weise kann der Ferri-Eisengehalt des Biotits mit freiem oder sehr schwach gebundenem Alkali aus solchen Lösungen reagiert haben, unter Ausfällung von Ägirin. Auch dies ist ein Typus der Silikatmetasomatose.

Ferner wäre hier auch die Bildung natronreicher Kontaktprodukte in Diabaskontaktzonen zu erwähnen.

Ebenfalls zur Silikatmetasomatose gehört die Bildung von Greisen, Topasquarzfels, Turmalin-haltigen Kontaktgesteinen und dergleichen.

Viele Fälle von Silikatmetasomatose, so besonders die Bildung von Alkalifeldspat bei Pyrometamorphose oder bei der »Syenitisierung« von Granit verlaufen wohl unter Freiwerden von Wärme, und es wäre wohl denkbar, daß die Schmelzungserscheinungen, welche man bei beiden Arten von Metamorphose nicht selten beobachtet hat, zum Teil auf Kosten derjenigen Wärme stattfanden, welche bei der metasomatischen Umsetzung freigeworden ist. Natürlich kann diese Wärmemenge nicht dazu ausreichen, um ein kaltes Gestein bis zum Schmelzpunkt zu erhitzen und dann noch die Schmelzwärme zu liefern, aber es wäre sehr wohl denkbar, daß es eben dieser Wärmezuschuß war, der ein schon vorher hoch erhitztes Gestein bis zum Schmelzpunkt brachte und zu einer teilweisen Schmelzung des Gesteins geführt hat.

Jedenfalls muß man unter den möglichen Wärmequellen im Erdinnern auch die Wärmeentwicklung bei silikatmetasomatischen Prozessen in Betracht ziehen.

For allem aber ist die Silikatmetasomatose in stofflicher Beziehung ein höchst interessantes und wichtiges Gebiet, das an geologischer Bedeutung wohl die Karbonatmetasomatose übertrifft. Es sei übrigens bemerkt, daß zwischen Silikat- und Karbonatmetasomatose keine scharfen Grenzen gezogen werden können. Es ist wohl unzweifelhaft, daß man den Ausdruck »Sili-

[1] Siehe W. C. Brögger: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes IV, Vid.-Selsk. Skr., M.-N. Kl. 1920. No. 9.

katmetasomatose« nicht nur auf solche Umsetzungen beschränken darf, bei denen *nur* Silikate an der Umsetzung beteiligt sind, sondern daß man auch solche Erscheinungen, wie metasomatische Silikatbildung auf Kosten von Quarz miteinbeziehen muß. Anderseits aber führen auch manche sehr wichtige Karbonatmetasomatosen zu silikatischen Endstadien, wie vor allem die Bildung der Skarngesteine, die Bildung von Kalziumeisensilikaten auf Kosten von Kalkstein (vergleiche hierüber meine Darlegungen 1911).

Jedenfalls muß der Petrograph weit mehr als früher seine Aufmerksamkeit auf die Möglichkeit metasomatischer Prozesse in Silikatgesteinen richten, denn diese metasomatischen Vorgänge sind ein sehr wichtiger Faktor im *Stoffwechsel des Erdinnern.*

Es wäre gewiß von Interesse, eine eingehende Systematik der metasomatischen Gesteinsumbildung durchzuführen.

Es handelt sich hierbei, wenn man die Natur des Ausgangsmaterials als Einteilungsgrundlage benutzt, um vier wichtigste Arten der Metasomatose:

Metasomatose der Silikatgesteine und des Quarzes,
Metasomatose der Karbonatgesteine,
Metasomatose der Salzgesteine,
Metasomatose der Sulfidgesteine.

Hierzu kämen noch einige weniger wichtige Arten, wie Metasomatose einiger oxydischer Gesteine, Metasomatose der Kohlengesteine u. s. w.

Folgende Übersicht mag über einige wichtige Fälle von Silikatmetasomatose orientieren.

A. Metasomatischer Basenaustausch:
   Bildung von Schachbrettalbit oder Myrmekit aus Kalifeldspat.
B. Bindung von Alkali (und eventuell Kieselsäure) durch einen Tonerdeüberschuß in Silikatgesteinen:
   Metasomatische Feldspatbildung[1] in Injektionskontaktzonen.
   Metasomatische Feldspatbildung in Hornfelsschollen.
   Metasomatische Feldspatbildung in pyrometamorphen Gesteinen.
C. Bindung von Alkali durch Magnesia oder Eisenoxyde in Silikatgesteinen:
   Metasomatische Biotitbildung } in Kontaktzonen.
   Metasomatische Ägirinbildung }
D. Bindung von Basen durch Quarz oder durch saure Silikate:
   Metasomatische »Syenitisierung« von Granit im Kontakt mit basischen Alkaligesteinen.
   Metasomatische Bildung von Magnesiaskarn in manchen Kontaktzonen.

[1] Und hiermit analoge Bildung von Klinozoisit.

E. Bindung von Fluor- und Borverbindungen durch Silikatgesteine mit Tonerdeüberschuß:

Metasomatische Bildung von Topasgesteinen
Metasomatische Bildung Turmalin-reicher Hornfelse
} in Kontaktzonen.

F. Bindung von Chlorverbindungen, Fluorverbindungen mit Wasser, durch Feldspate:

Metasomatische Skapolithbildung, regional oder bei Apatitpneumatolyse.

Metasomatische Muskovitbildung (Greisen)[1] bei Zinnsteinpneumatolyse.

G. Bindung von Wasser durch Silikate, eventuell unter Stoffabgabe:

Serpentinbildung, Talkbildung, Saussuritbildung etc., bei Diaphthorese.[2]

Zur Karbonatmetasomatose nach oben erwähnter Einteilungsweise würde folgender Fall zu rechnen sein.

Bindung von Kieselsäure (eventuell gleichzeitig mit Basen) durch Karbonatgesteine unter Bildung von Silikaten:

Metasomatische Bildung von Kalksilikaten (Skarn) aus Kalkstein in Kontaktzonen.

Metasomatische Bildung von Diopsidfels aus Dolomit in Kontaktzonen.

An anderer Stelle werde ich eine vollständigere Systematik der Metasomatose veröffentlichen.

Vergleich der Injektionskontaktmetamorphose mit Kontaktmetamorphose vom Kristiania-Typus.

Wie schon an früherer Stelle bemerkt, unterscheiden sich die Kontaktgesteine des Stavanger-Gebietes sehr wesentlich von denen der »normalen« Hornfelskontaktzonen, wie wir sie beispielsweise aus dem Kristiania-Gebiete kennen.

Der Mineralbestand der Stavanger-Kontaktgesteine erinnert viel mehr an krystalline Schiefer der Regionalmetamorphose, als an die normalen Hornfelse.

Es dürfte dies darin begründet sein, daß die Kontaktmetamorphose im Stavanger-Gebiete unter ähnlichen physikalischen Bedingungen stattgefunden hat, wie sonst die Regionalmetamorphose.

[1] Oft begleitet von metasomatischer Lithiumbindung.

[2] Diaphthorese hier in weitestem Sinne gebraucht.

Das Beobachtungsmaterial deutet nicht darauf, daß im Stavanger-Gebiete etwa erst eine »normale« Kontaktmetamorphose stattgefunden hat, deren Produkte durch spätere Regionalmetamorphose umgewandelt sind; alle Tatsachen weisen darauf hin, daß die Intrusion der sauren Tiefengesteine ungefähr gleichzeitig mit der regionalen Metamorphose erfolgt ist.

Spuren »älterer« Kontaktmetamorphose finden sich nur um die ältesten basischen Tiefengesteine, wie an der Unterseite des Norits von Skareberget auf Aamö (vergl. S. 78).[1]

Sekundäre Umwandlungserscheinungen haben allerdings in mancher Beziehung noch eine weitere Annäherung an gewöhnliche Regionalmetamorphose bewirkt; hier wäre die Chloritisierung von Granat und Biotit zu nennen, die Saussuritisierung der Plagioklase, sowie Muskovitbildung auf Kosten von hypothetischem Staurolith oder Andalusit (vergl. S. 67).

Ich habe an anderer Stelle gezeigt, wie man mit Hülfe der Phasenregel eine natürliche Klassifikation der Hornfelse vom Kristiania-Typus durchführen kann. Ähnliche Gesetzmäßigkeiten im Mineralbestande der Stavanger-Gesteine werden sich auch unzweifelhaft feststellen lassen, doch ist mein Material an umgewandelten kalkreichen Gesteinen aus dem Stavanger-Gebiete noch nicht ausreichend, um eine ähnliche Einteilung hier durchführen zu können, und vor allem fehlt es noch an genügendem Analysenmaterial der festen Phasen variabler Zusammensetzung (wie Amphibole und Biotite dieser Gesteine). Im großen und ganzen dürfte es sich im Stavanger-Gebiete um ähnliche Gesteinsreihen handeln, wie sie in den äußeren Teilen der Kalksilikatzone[2] im Trondhjem-Gebiete auftreten (siehe auch S. 44).

Von besonderem Interesse ist die Frage nach den Ursachen des Unterschiedes in der Entwickelung der Kontaktzonen einerseits im Stavanger-Gebiete, anderseits im Kristiania-Gebiete

Die Frage nach der Natur der Kontaktmetamorphose ist nun oftmals derart gestellt worden, daß man fragte: Ist derjenige Typus der Kontakt-

[1] Ähnliches finden wir auch anderwärts im kaledonischen Gebirge. So ist die Intrusion der jüngsten Trondhjemite im Trondhjem-Gebiete offenbar gleichzeitig mit der hauptsächlichen Regionalmetamorphose erfolgt, ältere basischere Tiefengesteine konnten hingegen noch »normale« Kontakthöfe erzeugen, wie zum Beispiel die basischen und intermediären Gesteine der Opdal-Inset-Masse. In solchen Kontakthöfen kann man öfters noch gut erhaltene Primärstrukturen der Sedimentgesteine studieren, die durch den Prozeß der Kontaktmetamorphose sozusagen gegen die Phyllitisierung gepanzert wurden. Vielleicht könnten die Hornfelse des Opdal-Inset-Gebietes sogar noch Fossile enthalten(?).

[2] Vergl. Geol.-petrogr. Studien III, 1915.

metamorphose, wie ihn beispielsweise die Hornfelsbildung im Kristiania-Gebiete repräsentiert, der eigentlich normale, oder ist es derjenige Typus, welcher den Injektionskontaktzonen entspricht? Das Problem ist auch so sehr mißverstanden worden, daß man die Frage aufgeworfen hat: Sind die Beobachtungen an Hornfelskontaktzonen richtig, oder sind die richtigen Beobachtungen diejenigen an Injektionskontaktzonen? Die richtige Fragestellung wäre:

Unter welchen Bedingungen bilden sich Hornfelskontaktzonen, und unter welchen Bedingungen bilden sich Injektionskontaktzonen? Worin unterscheiden sich die Vorbedingungen beider Arten von Kontaktmetamorphose?

Es ist oftmals behauptet worden, der Unterschied zwischen »Injektionskontaktzonen« und »Hornfelskontaktzonen« sei durch einen Temperaturunterschied der Intrusivgesteine bedingt, derart, daß sehr heiße, dazu noch langsam erstarrende Intrusivgesteine (die in großen Tiefen intrudiert sind) von Injektionskontakthöfen umgeben wurden, während relativ kalte, schnell verfestigte Intrusivgesteine nur die Hornfelskontaktzonen hervorbringen konnten.

Die Tatsachen sprechen aber keineswegs für eine besonders hohe Temperatur in Injektionskontakthöfen. Im Gegenteil deutet der ganze Mineralbestand der Gesteine auf relativ niedrige Temperatur in Injektionskontaktzonen vom Stavangertypus, relativ hohe in den Hornfelskontaktzonen vom Kristianiatypus.

Gemeinsam sind beiden Arten von Kontaktzonen Quarz, Kalifeldspat und saure Plagioklase; kalkreiche Plagioklase finden sich vorwiegend in Hornfelskontaktzonen. Gemeinsam ist der Biotit, doch tritt er in den Injektionskontaktgesteinen in viel größerer Menge auf. Muskovit ist ein wesentliches Mineral der Injektionskontaktzonen, fehlt hingegen den typischen Hornfelskontaktzonen. Die wasserfreien Tonerdesilikate, wie Andalusit und Sillimanit, finden sich ganz vorwiegend in Hornfelskontaktzonen, dasselbe gilt für ein anderes Tonerdemineral, das sich bei hohen Temperaturen bildet, nämlich Cordierit. Die Pyroxenminerale (Diopsid und Hypersthen) sind für Hornfelskontaktzonen charakteristisch, die Amphibole hingegen für Injektionskontaktzonen (und für den äußeren Kontakthof der Hornfelskontaktzonen). Auch Epidot ist für den äußeren Kontakthof der Hornfelsgebiete charakteristisch, in Injektionskontaktzonen ist er hingegen bis in den innersten Kontakthof allverbreitet.

Diese Tatsachen lassen sich zusammenfassen als ein Vorwiegen wasserhaltiger Minerale in Injektionskontaktzonen, anhydrischer Minerale in Hornfelskontaktzonen. Es zeigt sich durchwegs eine nähere Analogie

zwischen Injektionskontaktzonen und dem *äußeren* Kontakthof in Hornfelskontaktzonen, als zwischen Injektionskontaktzonen und *innerem* Hornfelskontakthof.

Schwefel ist in Hornfelskontaktzonen überwiegend als Magnetkies gebunden, in Injektionskontaktzonen hingegen als Pyrit; auch dies spricht für höhere Temperatur in Hornfelskontaktzonen (wenn man vom Einfluß des Druckes absieht).

Ferner ist die Bildung kalkhaltiger Silikate auf Kosten von Karbonat und Quarz in Hornfelskontaktzonen über viel größere Gesteinsmassen verbreitet als in Injektionskontaktzonen vom Stavanger-Typus.

All dies deutet auf relativ niedrige Temperatur in Injektionskontaktzonen. Das intrudierte Magma erhielt seine große Beweglichkeit (die sich in mechanischen Injektionsvorgängen äußert) nicht durch eine extrem hohe Temperatur[1], sondern durch einen Wassergehalt. Dieser Wassergehalt ist nicht ad hoc erfunden, um die Dünnflüssigkeit des Magmas zu erklären, sondern ist eine notwendige Folgerung aus dem Mineralbestand des Intrusivgesteins und der Kontaktgesteine (vergl. S. 119—120).

Es ist daher begreiflich, daß wir Injektionskontaktzonen besonders unter solchen geologischen Bedingungen antreffen (Intrusion in großer Tiefe, oft unter gebirgsbildendem Druck), die dem Intrusivgestein erlaubten, größere Wassermengen in Lösung zu halten. Das gelöste Wasser mag vielleicht in vielen Fällen eben von der thermischen Entwässerung des Nebengesteins herrühren, indem ein flüssiges Magma unter Druck gewiß eine bedeutende Lösungsfähigkeit für Wasserdampf besitzt.

Ein solches wasserhaltiges Magma wird sich nun bis zu relativ niedrigen Temperaturen flüssig erhalten und an neue Intrusionsorte vordringen können.

Ich möchte also den Unterschied im Mineralbestande der beiden Arten von Kontaktzonen auf die Beschaffenheit des Intrusivgesteins zurückführen, wie sie durch die Größe des Wassergehalts bedingt ist. Dieser Faktor wird wiederum in erster Linie durch die geologischen Verhältnisse bestimmt.

Ferner könnten wir die Frage stellen, warum die metasomatischen Erscheinungen der Injektionskontaktmetamorphose (vor allem metasomatische Feldspatbildung) nicht auch in Hornfelskontaktzonen allverbreitet seien. Hierauf wäre zu antworten, daß die metasomatische Feldspatbildung in Gesteinen mit Tonerdeüberschuß in erster Linie darauf beruht, daß ein Intrusivmagma Lösungen mit Alkaliüberschuß über Tonerde abgibt. Solche

[1] Es liegt somit kein Anlaß vor, die Injektionskontaktmetamorphose allgemein mit regionalen Aufschmelzungen in Beziehung zu bringen.

Lösungen scheinen vorzugsweise von Muskovit-reichen Tiefengesteinen in größerer Menge abgespalten zu werden. In kleinem Ausmaße ist übrigens eine analoge Alkalizufuhr in normalen Hornfelskontaktzonen vielfach beobachtet worden, man vergleiche z. B. meine eigenen auf S. 134 zitierten Untersuchungen über Natronzufuhr zu kleinen Hornfelsschollen. Ferner ist zu bedenken, daß eine notwendige Vorbedingung für das Zustandekommen der metasomatischen Feldspatbildung in der Beschaffenheit des absorbierenden Gesteins liegt, der Tonerdeüberschuß muß nämlich in genügend reaktionsfähiger Form vorliegen. Nun ist in vielen, bei hoher Temperatur gebildeten Hornfelsen der Tonerdeüberschuß wesentlich in Form schwer angreifbarer Minerale gebunden, wie Andalusit, Cordierit, Spinell, Korund, die natürlich nur sehr langsam reagieren können. Es wäre daher wohl denkbar, daß man in Hornfelskontaktzonen Beispiele metasomatischer Feldspatbildung vorzugsweise im äußeren Kontakthof finden könnte, da dessen Gesteine entschieden mehr reaktionsfähig sein dürften. Hierüber liegen indessen noch so gut wie keine Untersuchungen vor.

Um Mißverständnisse zu vermeiden, möchte ich noch hinzufügen, daß ich mit der Gegenüberstellung der zwei Typen von Kontaktmetamorphose, des Stavanger-Typus und des Kristiania-Typus natürlich nicht behaupten will, daß dies die einzig möglichen Arten von Kontaktmetamorphose seien, Es handelt sich nur um zwei Beispiele aus einer kontinuierlichen Mannigfaltigkeit von Arten der Metamorphose.

Bemerkungen zur Karte.

Es sei bemerkt, daß die geologische Karte des Stavanger-Gebietes in sehr vieler Beziehung noch als rein skizzenmäßig betrachtet werden muß. Meine eigenen Untersuchungen im Gebiete galten ja wesentlich der Einsammlung von Material metamorpher Gesteine, die Karte ist in den Hauptzügen nur ein Nebenprodukt dieser Einsammlungsarbeit. Speziell sei darauf aufmerksam gemacht, daß in den als Phyllit bezeichneten Gebieten vielleicht noch einzelne Streifen verschieferter basischer Intrusiva stecken könnten, besonders unterhalb der sauren Intrusivplatte Fjölö-Askö. Die Abgrenzung der losen Ablagerungen gegen die anstehenden Gesteine ist ebenfalls vielfach nur skizzenmäßig. Ich hoffe, demnächst Gelegenheit zu haben, eine genauere Karte im Maßstabe 1 : 25000 über einen Teil der Kontaktzonen aufnehmen zu lassen.

Zufügungen und Berichtigungen.

Wenn ich den Mikroperthit der Stavanger-Gesteine als *primär* bezeichne, so bedeutet dies primär im Gegensatz zu dem sicher sekundär entstandenen Gittermikroklin. Der Mikroperthit selbst kann möglicherweise durch Entmischung eines homogenen Kali-Natron-Feldspates entstanden sein.

Auf Tafel XV in der Überschrift ist »Nicols parallel« natürlich zu ändern in »Mit Polarisator«.

Gedruckt 10. März 1921.

Fig. 1. Injektionsgneis, Svarthoved, Fjölö. Lagengneis mit dunkeln Bändern von Albitporphyroblasten-Schiefer (das Dreieck in der Mitte unten ist eine Pfütze).

Fig. 2. Injektionsgneis, Südspitze von Rennesö. Lagengneis mit dunkeln Granatglimmerschieferlagen, hellen trondhjemitischen Lagen. Die scheinbare Diskordanz am oberen Rande ist nur durch Perspektive vorgetäuscht.

V. M. Goldschmidt phot.

Fig. 1. Injektionsgneis, westlich von Tou, Strand. Faltiger Adergneis, zeigt auch Kataklase.

Fig. 2. Injektionsgneis, westlich von Tou. Faltiger Lagen- und Adergneis.

V. M. Goldschmidt phot.

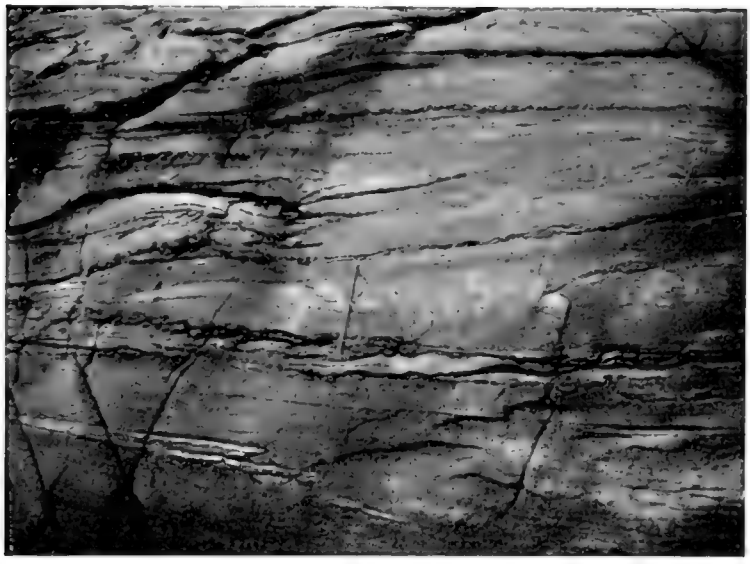


Fig. 1. Schlieriger Wechsel von gefeldspateten Glimmerschiefern und verschiedenen Typen von Augengneis. Westende der Insel Sokn.

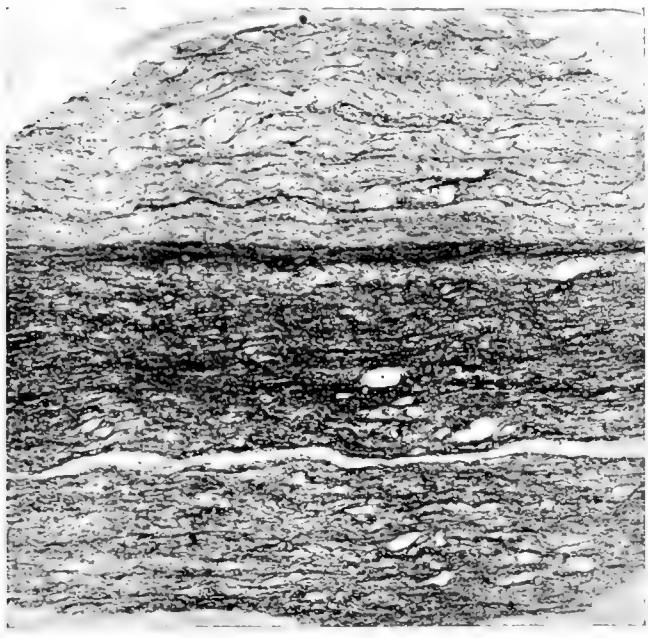


Fig. 2. Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit und Kalifeldspat, oben Übergang zu Augengneis, etwas kataklastisch. Westende der Insel Sokn. Großer Dünnschliff, natürliche Größe.

V. M. Goldschmidt phot.

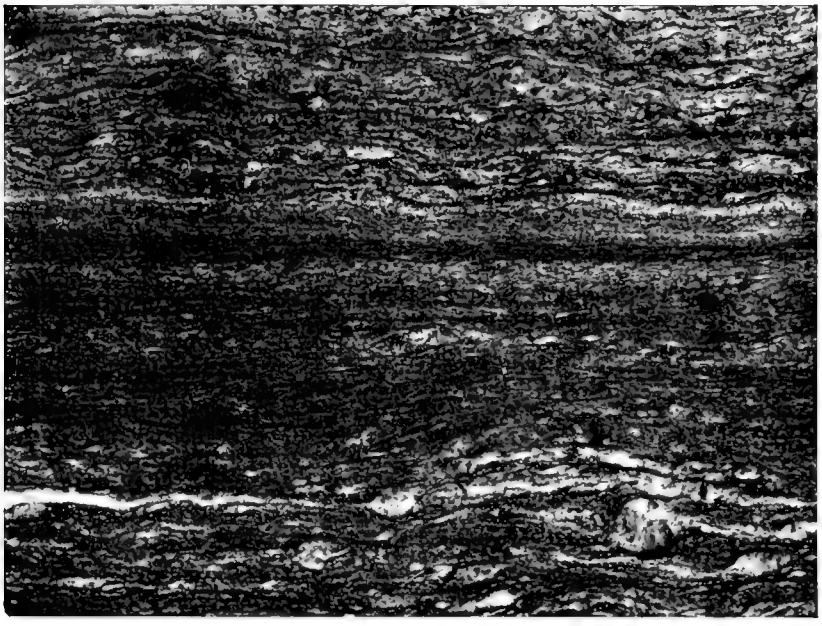


Fig. 1. Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit und Kalifeldspat, dasselbe Gestein wie Tafel III, Fig. 2. Westende der Insel Sokn. Polierte Platte, natürliche Größe.

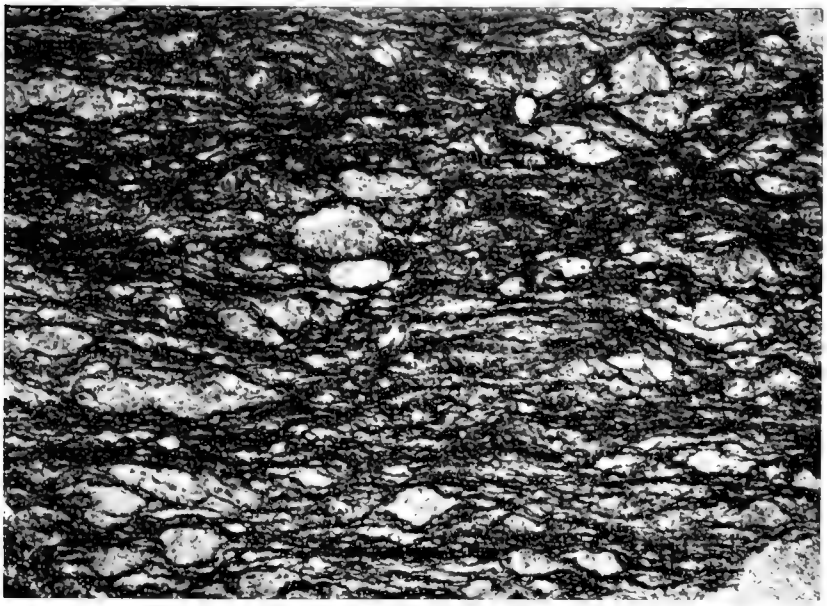


Fig. 2. Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit und Kalifeldspat, Fjölöen. Polierte Platte, 1.5 natürliche Größe.

B. Larsson phot.

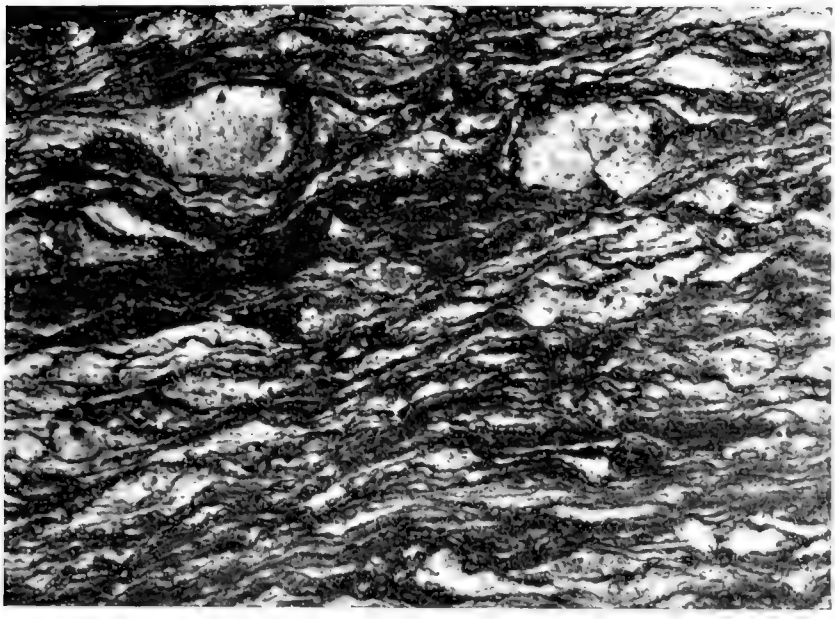


Fig. 1. Glimmerreicher Augengneis, Bru. Polierte Platte, natürliche Größe.

Fig. 2. Faltiger Adergneis (Adern von Frondhjemit in Amphibol-reichem Schiefer), Mosterö. Polierte Platte, natürliche Größe.

B. Lavsen phot.

Fig. 1. Quarz-Muskovit-Chlorit-Phyllit, NW-Spitze von Idse. Unten ein horizontaler Quarz-Streifen. Dünnschliff, vergr. 20. Vergl. S. 56.

Fig. 2. Quarz-Muskovit-Chlorit-Granat-Phyllit, NW-Spitze von Bru. Das Gestein, mit Streifen kohliger Substanz, zeigt starke Faltung. Dünnschliff, vergr. 20. Vergl. S. 62.

V. M. Goldschmidt phot.

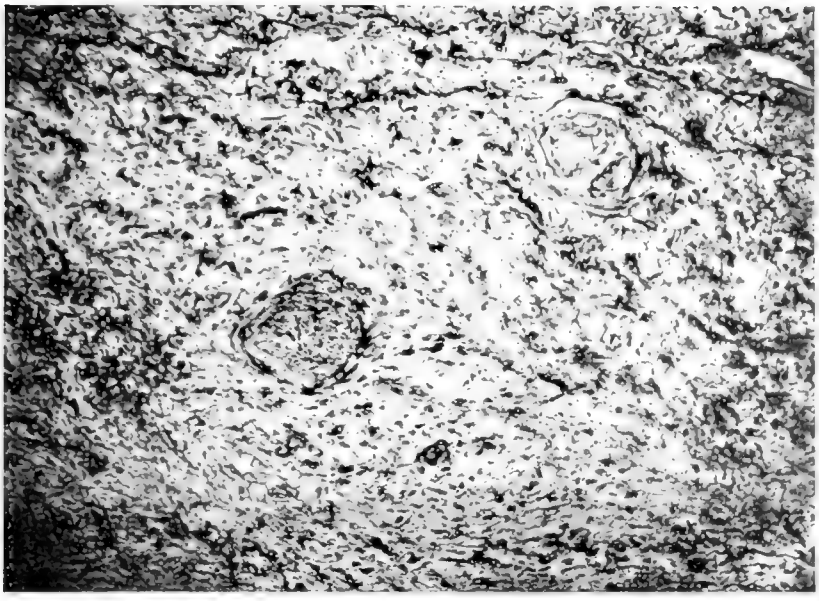


Fig. 1. Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Phyllit, Aamö, NO von Vaagholmen. Die beiden Granatkrystalle, besonders der Granat rechts oben, zeigen beginnende Umwandlung in Chlorit. Dünnschliff, vergr. 20. Vergl. S. 70.

Fig. 2. Dasselbe Gestein wie Fig. 1, zwischen gekreuzten Nicols.

V. M. Goldschmidt phot.

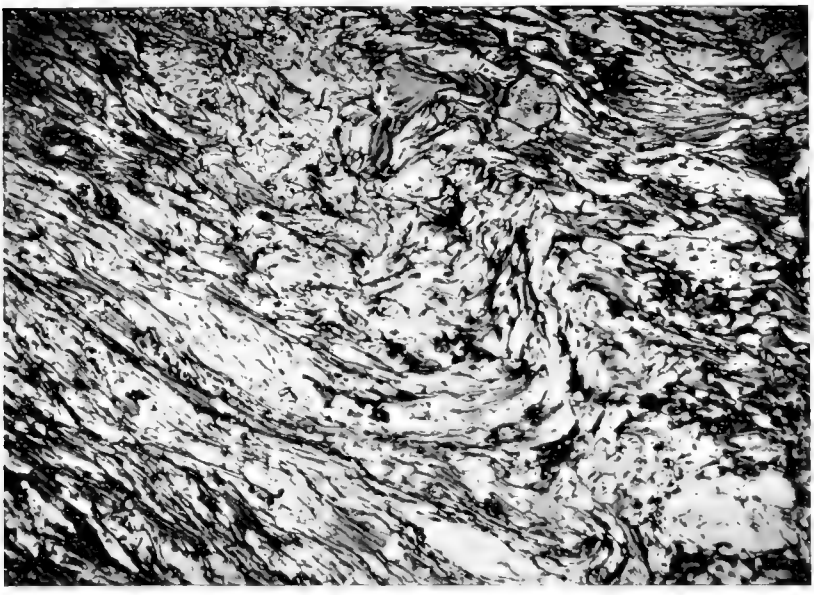


Fig. 1. Granatglimmerschiefer, Aamö, beim Schulhause. Oben, rechts von der Mitte ein Granatkrystall. Das Gestein zeigt Faltung. Dünnschliff, vergr. 20. Vergl. S. 72.

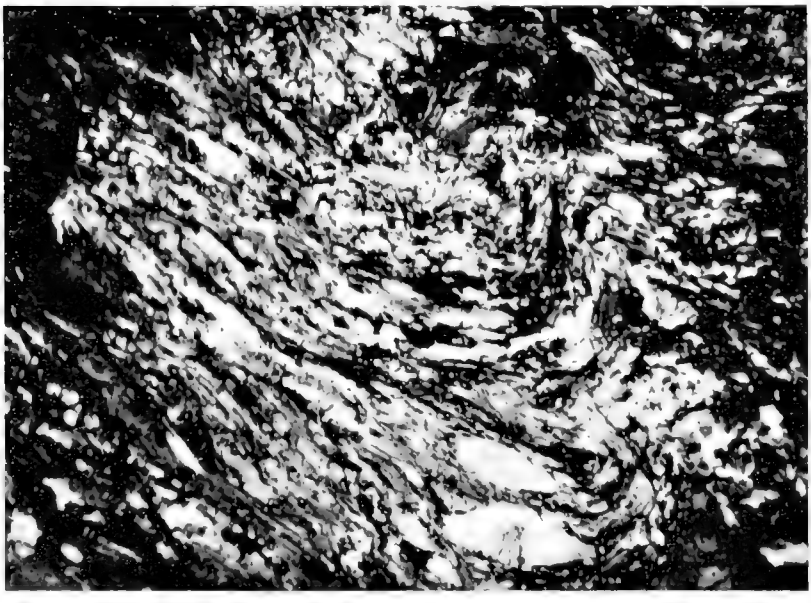


Fig. 2. Dasselbe Gestein wie Fig. 1, zwischen gekreuzten Nicols

V. M. Goldschmidt phot

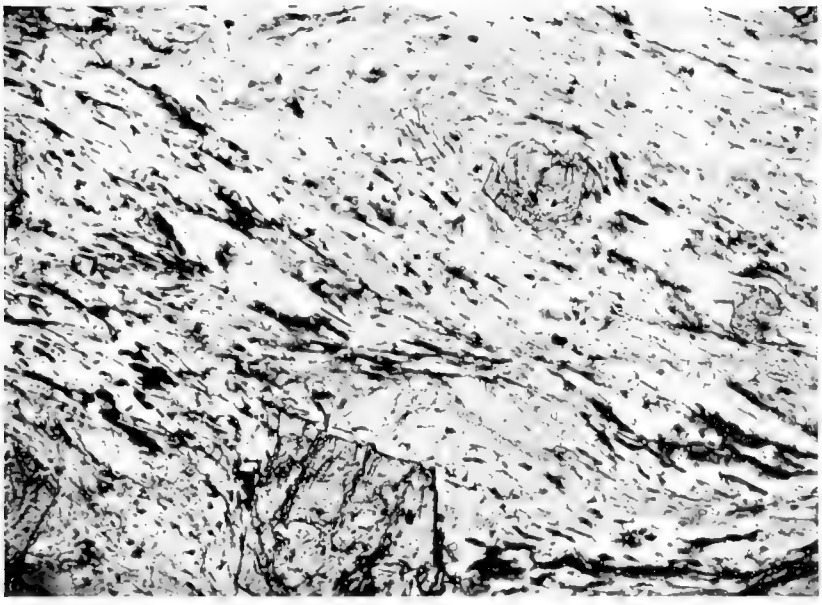


Fig. 1. Grober Granatglimmerschiefer, Mosterö. Dünnschliff, vergr. 20. Vergl. S. 75.

Fig. 2. Dasselbe Gestein wie Fig. 1, zwischen gekreuzten Nicol's.

V. M. Goldschmidt phot.

Fig. 1. Albitporphyroblasten-Schiefer, Bru. Dünnschliff, vergr. 20. Vergl. S. 82.

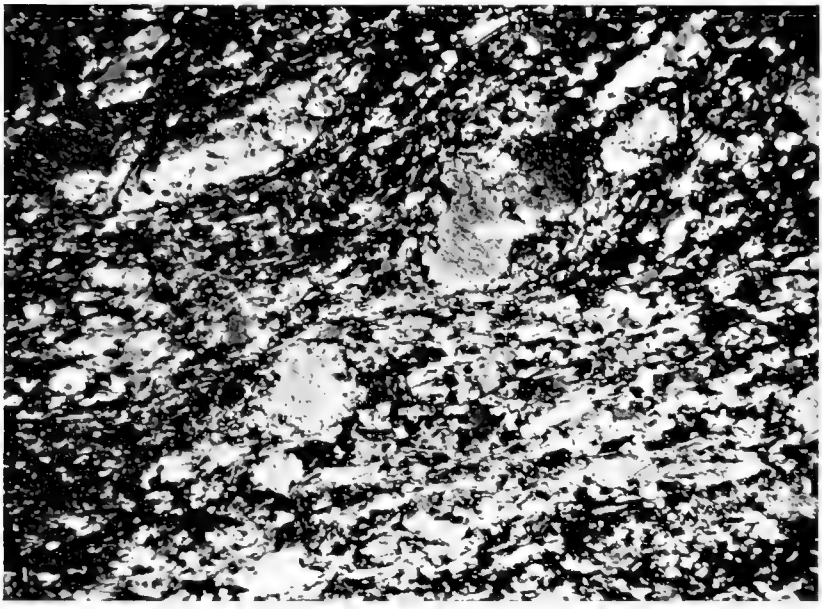


Fig. 2. Dasselbe Gestein wie Fig. 1, zwischen gekreuzten Nicols.

V. M. Goldschmidt phot.

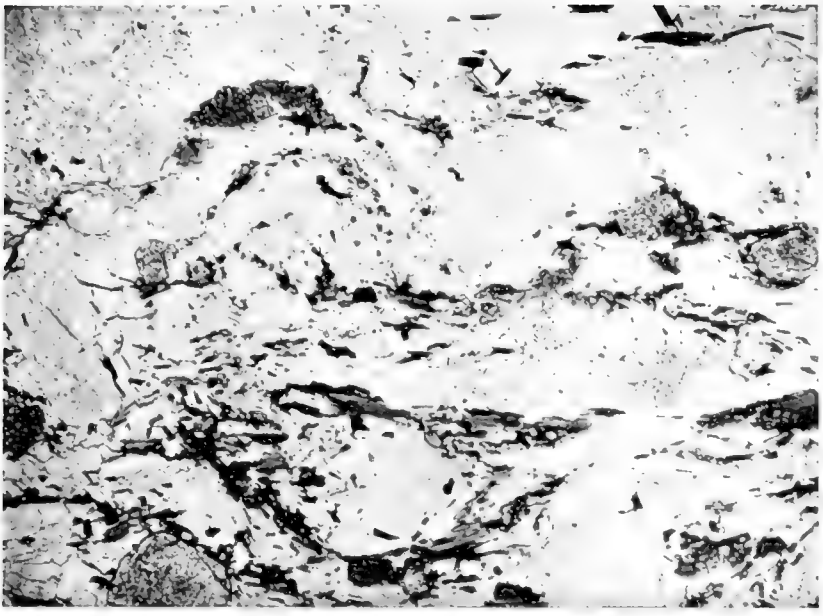


Fig. 1. Glimmerreicher Augengneis, Bru. Dünnschliff, vergr. 20. Vergl. S. 93.

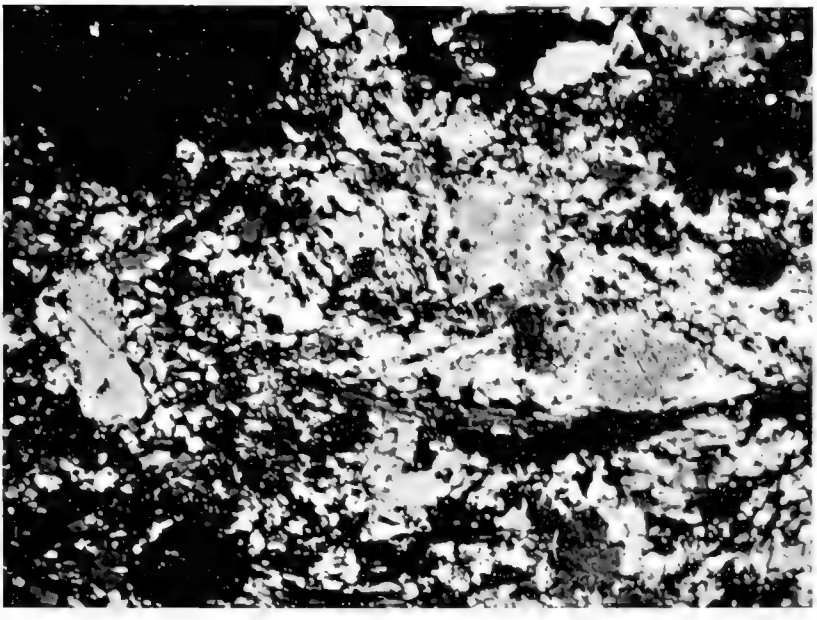


Fig. 2. Dasselbe Gestein wie Fig. 1, zwischen gekreuzten Nicols.

V. M. Goldschmidt phot.

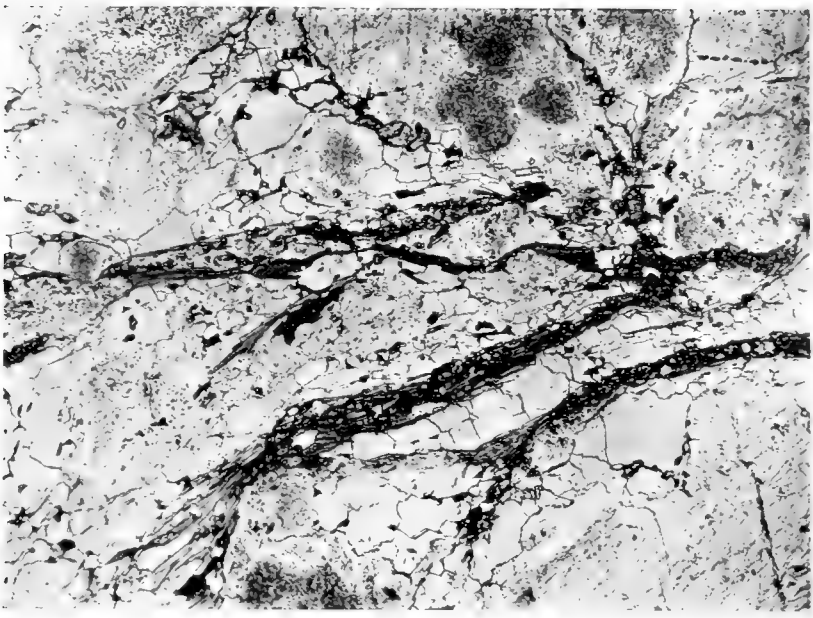


Fig. 1. Gneis, Rosholmen. Dünnschliff, vergr. 20. Vergl. S. 90.

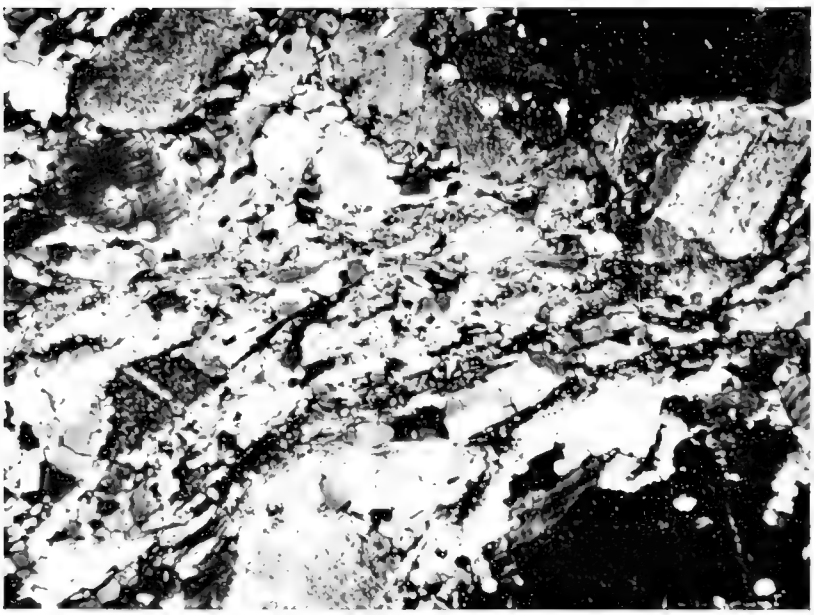


Fig. 2. Dasselbe Gestein wie Fig. 1, zwischen gekreuzten Nicols.

V. M. Goldschmidt phot.

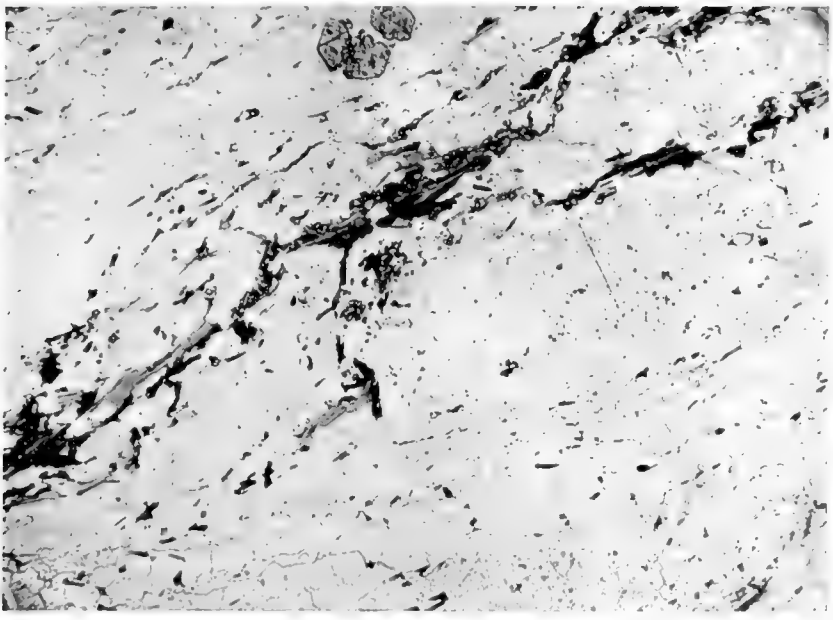


Fig. 1. Glimmerarmer Gneis, Westende von Sokn. Am Rande oben Granat. Dünnschliff, vergr. 20. Vergl. S. 99.

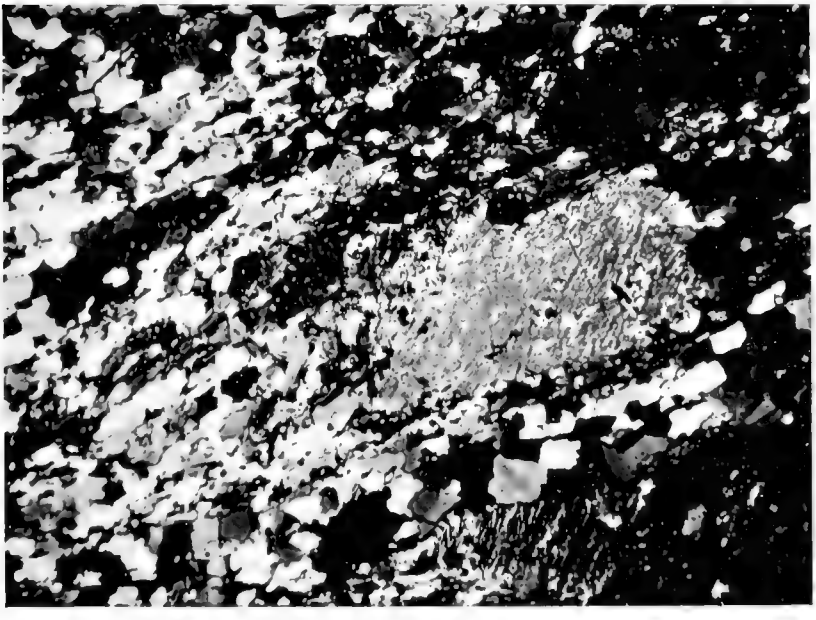


Fig. 2. Dasselbe Gestein wie Fig. 1, zwischen gekreuzten Nicols.

V. M. Goldschmidt phot.

Fig. 1 Plagioklasreicher Gneis, Bru. Man beachte die Biotit-Epidot-Aggregate. Dünnschliff, vergr. 20. Vergl. S. 107.

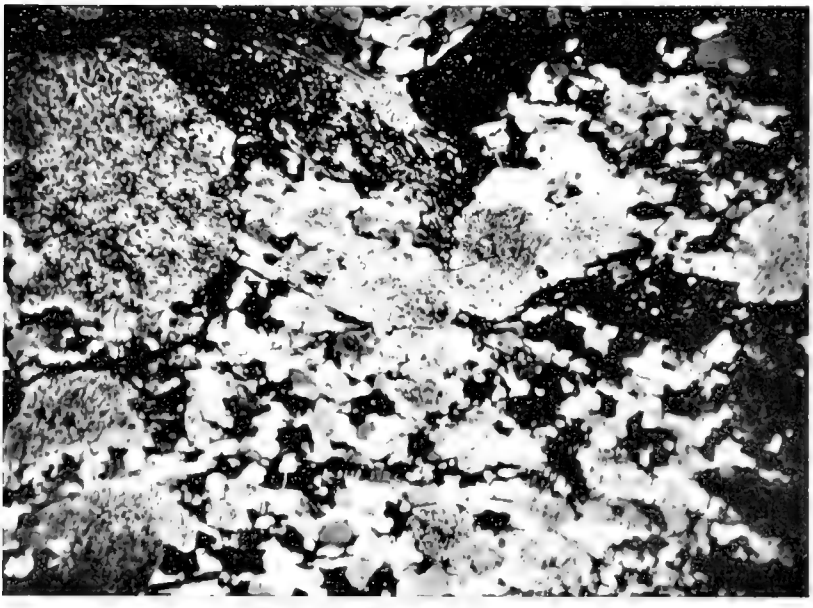
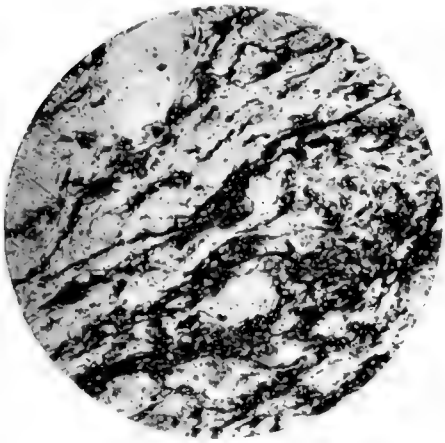
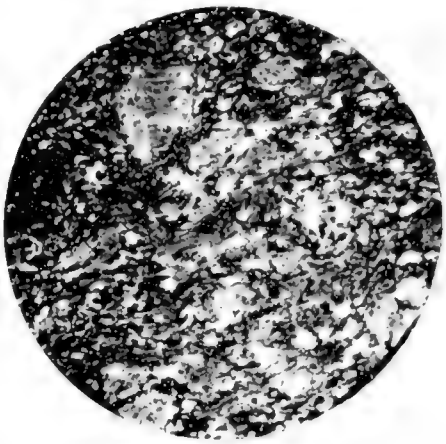


Fig. 2. Dasselbe Gestein wie Fig. 1, zwischen gekreuzten Nicols.

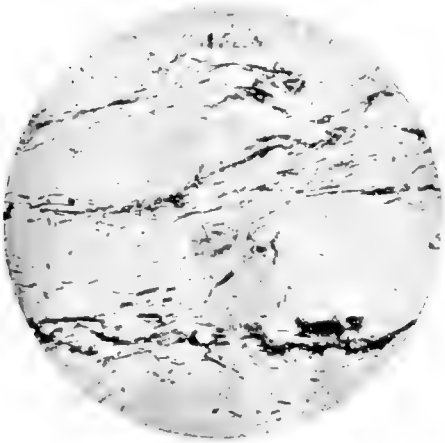
V. M. Goldschmidt phot.

Links Nicols parallel. Rechts Nicols gekreuzt.

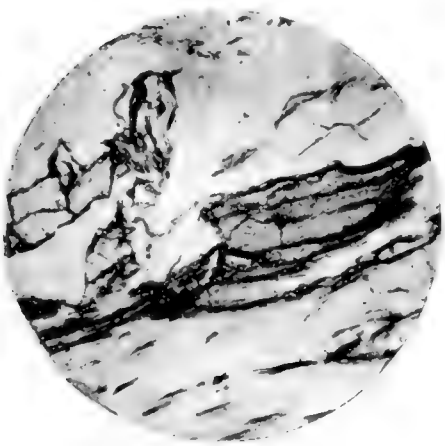


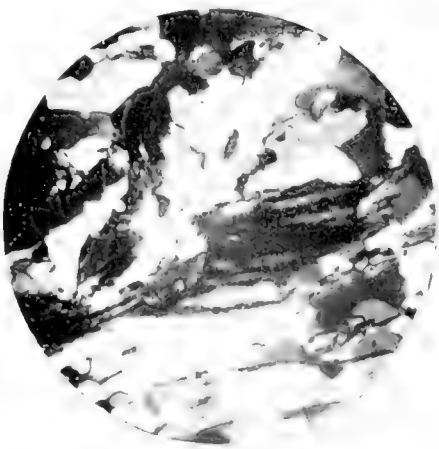


Geteldspatreter Glimmerschiefer, Fjelö. Dünnschliff, vergr. ca. 12. Vergl. S. 87.



Gneis, Sokn. Dünnschliff, vergr. ca. 12. Vergl. S. 90.



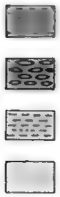


Chloritoidschiefer, Bru. Dünnschliff, vergr. 70.

Man beachte den zerfressenen Granat am linken Rande des Gesichtsfeldes. Vergl. S. 70

V. M. Goldschmidt phot.

:t und Verwitterungserde.	Quartäre Ablagerungen.
en (Sand und [L] Ton	
lmie	
n, Halsmo	Postkaledonisch.
zahlreichen Granit- oder Trondh-	Verschiedene Stadien der Injektions-kontaktmetamorphose an der Grenze zwischen Opdalit-Trondhjemit-Intrusivgesteinen und älteren kambrosilurischen Gesteinen.
es der Phyllitabteilung, wie blasten-Schiefer etc., mit zahlr oder Trondhjemit-Gängen.	
ries der Phyllitabteilung	
ndhjemite, Adamellite, Granite	Intrusivgesteine kaledonischen Alters, Opdalit-Trondhjemit-Stamm.
ssen.	
ellit, Granit, samt entsprechende aplitische und pegmatitische	
Diorit (Malletuen	
armor	Intrusivgesteine ordovicischen oder altsilurischen Alters.
non	Downtonisch?
und verwitterter Trondhjemit	
en Schiefer mit Kalkstein und	Kambrosilurische Sedimente, sowie grüne Schiefer, Effusiv- und Intrusivgesteine.
twickelt als Quarz-Muskovit- mit Kalkstein, N. Solholm.	
ch alter Granit und Gneis.	Präkamb
n	



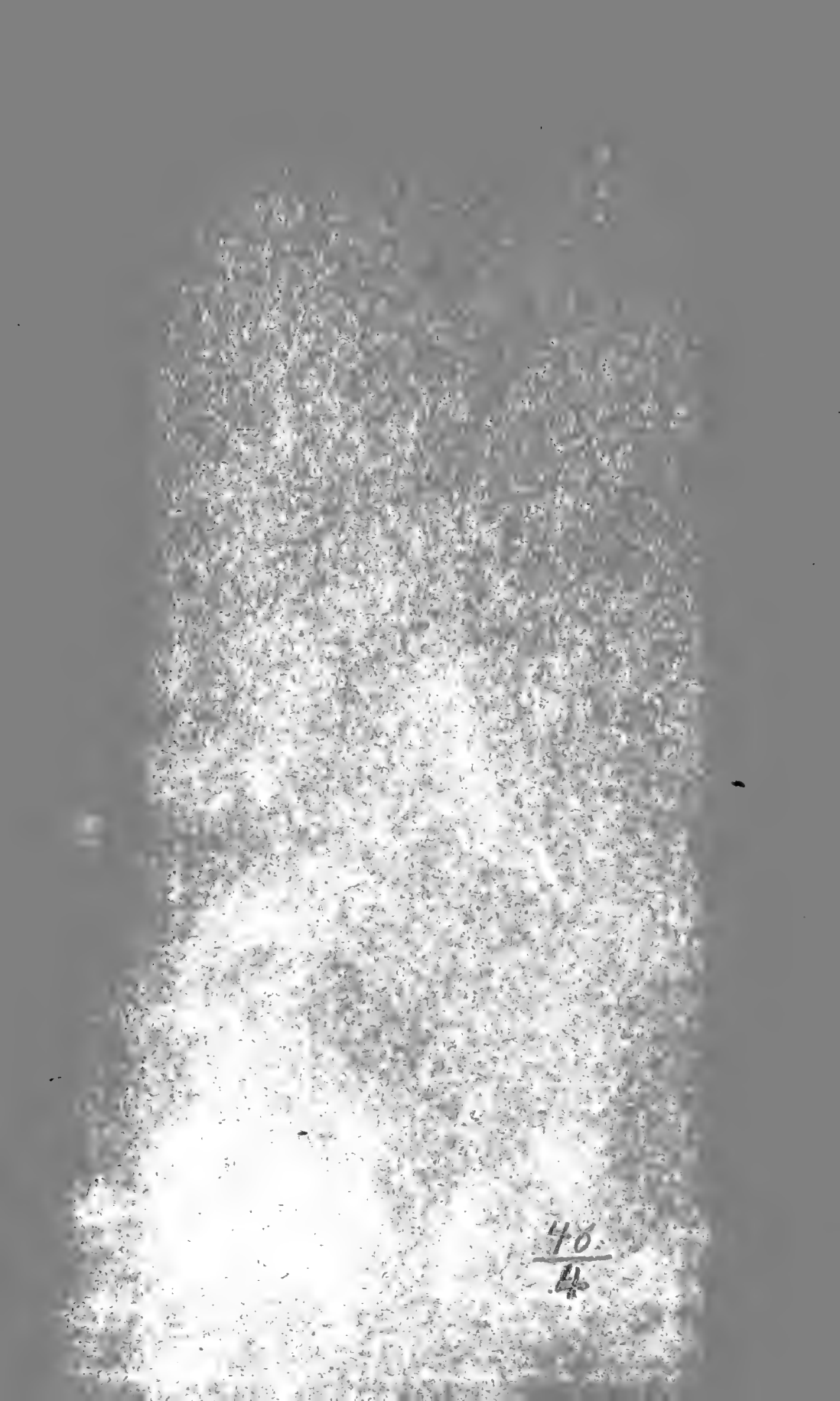
	Verwitterungsschutt und Verwitterungserde	Quartäre Ablagerungen
	Moräne Ablagerungen (Sand und [illegible])	
	Moräne	
	Strandwall, Strandlinie	
T	Terrasse	
—D	Diabas, Gang (Fogs Hammer)	Postkaledonisch
	Injektionsgneis	Verschiedene Stadien der Injektionskontaktmetamorphose an der Grenze zwischen Opdalit-Trondhjemit Intrusivgesteinen und älteren kambrosilurischen Gesteinen
	Grüne Schiefer mit [illegible] Granit oder Trondhjemit Gängen	
	Gefeldspatete [illegible] Phyllitabteilung, wie Albitporphyrid [illegible] Schiefer etc., mit zahlreichen Granit [illegible] Trondhjemit Gängen	
	Granatführende [illegible] Phyllitabteilung	
	Mylonitisierte Trondhjemit [illegible] Aplitische Granite	Intrusivgesteine kaledonischen Alters Opdalit-Trondhjemit Stamm
	Intrusive Quarzmasse	
	Trondhjemit Adamellit [illegible] Gänge	
	Hypersthen Biotit [illegible]	
	Quarz Biotit Norit	
	Saussurit [illegible]	Intrusivgesteine [illegible] altsaurischen Alters
S	Serpent	
	Konglomerat Kärn	Downtonisch?
	Trondhjemit [illegible] Kärn	
	Abteilung der grünen Schiefer mit Kalkstein und Dolomit	Kambrosilurische Sedimente, sowie [illegible] Schiefer Effusiv- und Intrusivgesteine
	Phyllitabteilung, [illegible] Quarz Muskovit Chlorit Schiefer mit Kalkstein [illegible]	
	Urgebirge, wesentlich [illegible] Granit und Gneis	Prä-kambrisch
	Streichen und Fall	

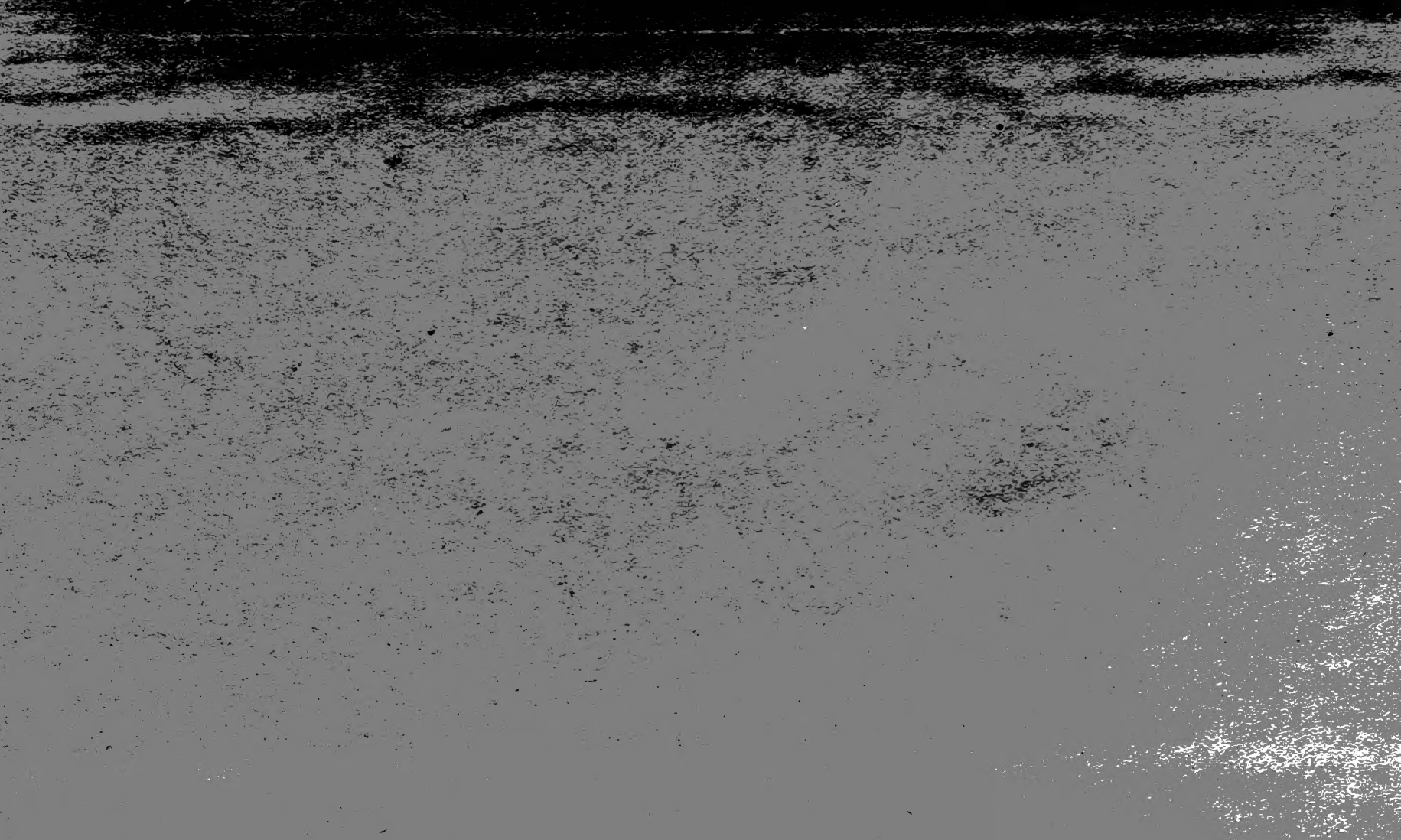
NORGES GEOLOGISKE UNDERSOKELSE

ved professor Dr. V. M. GOLDSCHMIDT.

Kartlægningen er utført 1913–17 i samarbeide med ingenior Berner og statsgeolog Rekstad. Desuten er materiale levert av Bjørlykke, Grimnes, Kaldhol, Rousch.

Kristiania 1918


40
4



New York Botanical Garden Library
3 5185 00280 4712